



**KAI UWE SCHMIDT**

# **PALYNOMORPHE IM NEOGENEN NORDATLANTIK - HINWEISE ZUR PALÄO-OZEANOGRAPHIE UND PALÄOKLIMATOLOGIE**

Anhang I: Liste der Palynomorphengattungen .....  
Anhang II: Reichweite und Verbreitung der Dinnagellaceen in Site 552  
Anhang III: Reichweite und Verbreitung der Sparanopora in Site 552  
Anhang IV: Reichweite und Verbreitung der Dinnagellaceen in Site 552  
Anhang V: Reichweite und Verbreitung der Sparanopora in Site 552  
Anhang VI: Reichweite und Verbreitung der Dinnagellaceen in Site 552  
Anhang VII: Reichweite und Verbreitung der Sparanopora in Site 552

Anmerkung: Die Palynomorphen aus dieser Arbeit sind nicht abgebildet. Sie können im GEOMAR  
Paläontologischen Institut, Marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel, Wundtstraße 7-9, 24118 Kiel, eingesehen werden.

Anmerkung: Die Palynomorphen aus dieser Arbeit sind nicht abgebildet. Sie können im GEOMAR  
Paläontologischen Institut, Marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel, Wundtstraße 7-9, 24118 Kiel, eingesehen werden.

Anmerkung: Die Palynomorphen aus dieser Arbeit sind nicht abgebildet. Sie können im GEOMAR  
Paläontologischen Institut, Marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel, Wundtstraße 7-9, 24118 Kiel, eingesehen werden.

GEOMAR REPORT  
ISSN 0938 - 6788

GEOMAR REPORT  
ISSN 0938 - 6788

**GEOMAR**  
Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel

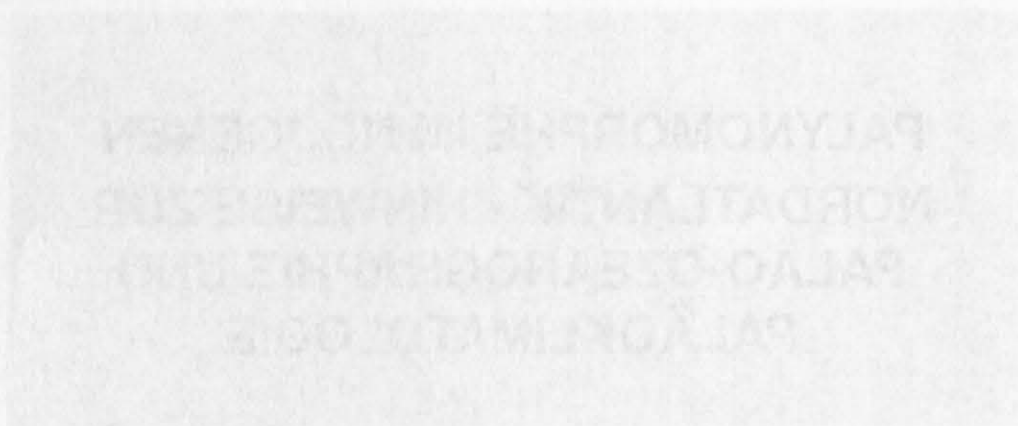
**Kiel 1993**

**GEOMAR REPORT 21**

**GEOMAR**  
Research Center  
for Marine Geosciences  
Christian Albrechts University  
in Kiel



KAI UWE SCHMIDT



Herausgeber: Jörn Thiede  
Redaktion der Serie: Gerhard Haass  
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,  
GEOMAR Technologie GmbH

Editor: Jörn Thiede  
Managing Editor: Gerhard Haass  
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,  
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT  
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT  
ISSN 0936 - 5788

**GEOMAR**  
Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
D-2300 Kiel  
Wischhofstr. 1-3  
Telefon (0431) 7202-0  
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

**GEOMAR**  
Research Center  
for Marine Geosciences  
D-2300 Kiel / Germany  
Wischhofstr. 1-3  
Telephone (49) 431 / 7202-0  
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

## Inhalt

### Abstract/Kurzfassung

<b>1. Einleitung</b>	1
1.1. Ziele und Fragestellungen der Arbeit	1
1.2. Hydrographie des Untersuchungsgebietes	3
1.3. Palökologie der Palynomorphen	5
<b>2. Methoden</b>	9
2.1. Stratigraphisch wichtige Dinoflagellaten im Neogen des Nordatlantiks	9
2.2. Palynomorphe als Indikatoren für Paläo-Ozeanographie und Paläoklimatologie	12
2.3. Probenmaterial	17
2.4. Probenaufbereitung	22
2.5. Auswertung der Streupräparate	23
<b>3. Ergebnisse</b>	27
3.1. Site 552	27
3.2. Site 555	35
3.3. Site 603	43
<b>4. Diskussion</b>	54
4.1. Palynozonierung	54
4.2. Paläo-Ozeanographie und Paläoklimatologie	59
<b>5. Zusammenfassung</b>	66
<b>6. Danksagung</b>	68
<b>7. Literatur</b>	69
<b>8. Fototafeln</b>	82
<b>9. Anhang</b>	92
Anhang I: Liste der Palynomorphenarten	92
Anhang II: Reichweitentabelle der Dinoflagellatenzysten in Site 552	
Anhang III: Reichweitentabelle der Sporomorphen in Site 552	
Anhang IV: Reichweitentabelle der Dinoflagellatenzysten in Site 555	
Anhang V: Reichweitentabelle der Sporomorphen in Site 555	
Anhang VI: Reichweitentabelle der Dinoflagellatenzysten in Site 603	
Anhang VII: Reichweitentabelle der Sporomorphen in Site 603	

Anmerkung: Die Datenanhänge sind dieser Arbeit nicht beigelegt. Sie können bei GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Wischhofstraße 1-3, 24148 Kiel eingesehen werden.

Anschrift des Autors: Dr. Kai Uwe Schmidt  
Kirchstraße 3  
35745 Herborn-Merkenbach

## Abstract

Palynological investigations including the analysis of dinoflagellate cysts, pollen and spores, as well as palynodebris were carried out on DSDP Sites 552, 555, and 603. These sites were chosen to enable a comparative study on the eastern and western basins of the North Atlantic and between the northern and southern North Atlantic Ocean.

The Neogene of the sites is divided into six dinoflagellate cyst zones (*Impagidinium patulum*, *Impagidinium aquaeductum*, *Achomosphaera andalousiense*, *Heteraulacacysta verricula*, *Filissphaera filifera*, and *Algidasphaeridium minutum* zones) by the first occurrence of these taxa. The stratigraphic ranges of Miocene cysts from various parts of the North Atlantic Ocean and adjacent regions could be confirmed and partly extended.

The palynomorph concentrations of the sediments show short-termed significant changes, which correlate with Neogene eustatic sealevel changes. Their high values match with main phases of regression at 18.3 Ma, 16.5 Ma, 12.8 Ma, 12.2 Ma, 11.5 Ma, 10.8 Ma, 10.5-10.3 Ma, 9.9 Ma 7.2 Ma, and 6.5 Ma.

Dinoflagellates, as part of marine plankton, are influenced in their distribution by physico-chemical properties of the watermasses. They react rapidly to oceanographic and climatic changes in their environment. Cyst associations appropriate to climatic zones are stipulated by local influences, as e.g. neritic or open oceanic conditions.

Palynofloras show for Early and Middle Miocene that glaciations on the Antarctic Continent are responsible for regressions in these times. The increase of subarctic-arctic taxa, indicators for cold watermasses, documents a general cooling of the Northern Hemisphere not prior to early Late Miocene. Pollen and spores show a Neogene climatic cooling, which is documented by the distinct increase of cold temperate taxa in Upper Miocene sediments, too.



## Kurzfassung

Palynologische Untersuchungen, die die Analyse der Dinoflagellatenzysten und auch der Sporen und Pollen, sowie der Reste höherer Landpflanzen, umfassen, wurden an den DSDP Sites 552, 555 und 603 durchgeführt. Diese Sites wurden ausgewählt, um einen Vergleich des östlichen und westlichen Teilbeckens und auch des nördlichen und südlicheren Nordatlantiks zu ermöglichen.

Das Neogen der bearbeiteten Bohrungen wurde in Dinoflagellatenzonen (*Impagidinium patulum*, *Impagidinium aquaeductum*, *Achomosphaera andalusiense*, *Heteraulacacysta verricula*, *Filisphaera filifera* und *Algidasphaeridium minutum* Zonen) eingeteilt. Die stratigraphischen Reichweiten der miozänen Zysten aus unterschiedlichen Gebieten des Nordatlantiks und angrenzender Regionen konnten zum Teil bestätigt und zum Teil auch erweitert werden.

Die Palynomorphengehalte der Sedimente zeigen kurzzeitige, signifikante Schwankungen, die mit den neogenen Meeresspiegelschwankungen korrelieren und in ihren Maxima den Höhepunkten der Regressionsphasen vor 18,3 Ma, 16,5 Ma, 12,8 Ma, 12,2 Ma, 11,5 Ma, 10,8 Ma, 10,5-10,3 Ma, 9,9 Ma, 7,2 Ma, und 6,5 Ma entsprechen.

Dinoflagellaten werden als Teil des marinen Planktons in ihrer Verteilung von einer Reihe verschiedener physikalisch-chemischer Eigenschaften der Wassermassen beeinflusst. Sie reagieren rasch auf ozeanographische und klimatische Veränderungen ihrer Umgebung. Die den klimatischen Breitenzonen entsprechenden Vergesellschaftungen werden von regionalen Gegebenheiten, wie z.B. neritischen oder offen ozeanischen Einflüssen, geprägt.

Die Floren belegen für das Früh- und Mittel-Miozän, daß Vereisungen in der Antarktis für die Regressionsphasen verantwortlich sind, da die Zunahme subarktisch-arktischer Arten, Anzeiger kühlerer Wassermassen, erst ab dem älteren Spät-Miozän eine generelle Abkühlung auf der nördlichen Hemisphäre dokumentieren. Auch die Pollen und Sporen zeigen die neogene Klima-abkühlung, die durch die deutliche Zunahme kaltgemäßigter Taxa in ober-miozänen Sedimenten dokumentiert ist.



## 1. Einleitung

### 1.1. Ziele und Fragestellungen der Arbeit

Unsere Erde hat in der geologischen Vergangenheit immer wieder klimatische Veränderungen erfahren. Die Wechsel zwischen Eiszeiten und Warmzeiten hatten nicht nur einen gravierenden Einfluß auf die Entwicklung und Ausbreitung des Homo sapiens, wie paläoanthropologische Untersuchungen zeigen, sondern auch auf die technologische und ganz allgemein kulturelle Entwicklung der Menschheit in historischer Zeit, wie die Geschichte während des mittelalterlichen Klimaoptimums und der sogenannten "kleinen Eiszeit" im 15-19. Jahrhundert zeigt. Ein Hauptziel der naturwissenschaftlichen Forschung unserer Tage ist es, die gegenwärtige Position unserer Welt auf dem Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten zu bestimmen und Möglichkeiten der Einflußnahme auf die Klimaentwicklung zu bewerten.

Wenn man die gegenwärtige Situation unseres Klimas verstehen will, so muß man die klimatische und ozeanographische Entwicklung der Erde in der geologischen Vergangenheit analysieren. Für Europa von ganz besonderem Interesse ist dabei der Atlantische Ozean, der als unserem Kontinent benachbartes Weltmeer mit seinem Strömungsmuster gegenwärtig als Wärmepumpe wirksam ist. Der Atlantik erstreckt sich im Gegensatz zu den anderen Ozeanen vom Nordpol bis nahezu zum Südpol. Er ermöglicht so den Austausch polarer Wassermassen zwischen den beiden Hemisphären und sogar die Einflußnahme arktischer Anteile auf die Tiefenwassermassen des Pazifischen Ozeans (WRIGHT et al. 1992). Außerdem spielen die Ozeane eine bedeutende Rolle im Gashaushalt der Atmosphäre (HAAKE & ITTEKKOT 1990a,b). Das marine Plankton wirkt als biologische Pumpe für  $\text{CO}_2$ , das Treibhausgas mit den größten Auswirkungen. Dabei wird das Kohlendioxid zum Aufbau kalkigen Schalenmaterials und der organischen Substanz verwendet und kann aus der Atmosphäre entfernt werden. Aufgrund der gegenüber den Landpflanzen größeren Produktivität, bezogen auf die Gesamtbiomasse, spielen die Ozeane eine bedeutendere Rolle in der Steuerung unseres Klimas als die Kontinente (ROMANKEVICH 1984; SMETACEK 1991).

Klimatische Veränderungen führen auch zu Änderungen der ozeanographischen Gegebenheiten, die durch Dichteunterschiede aufgrund von Salinitäts- und Temperaturunterschieden gesteuert werden. Untersuchungen an verschiedenen Gruppen fossilen Planktons zeigen, daß die starken Klimaschwankungen der jüngeren geologischen Vergangenheit nicht erst mit Eiszeiten und Warmzeiten im Quartär auftreten. Bereits im Oligozän beginnen schwerwiegende klimatische Veränderungen, die relativ stabile warme Verhältnisse im älteren Paläogen ablösen. Auch die Veränderungen der Verhältnisse von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen in Fora-

miniferenschalen dokumentieren diese Schwankungen in den Sedimenten des Atlantiks (MILLER et al. 1991a,b; WRIGHT et al. 1991, 1992).

Diese Arbeit beschäftigt sich mit den neogenen Klimaveränderungen, die sich in den Sedimenten des Nordatlantiks dokumentieren. Objekte der Untersuchungen sind Palynomorphe, organische Mikrofossilien, die zum einen zum Phytoplankton gehören und zum anderen von terrestrischen Pflanzen stammen. Den folgenden Themen wird in der Arbeit nachgegangen:

- Dinoflagellaten, als Teil des weltweiten Planktons, reagieren sehr schnell auf Veränderungen in den Strömungsmustern und Wassermassen der Ozeane. Die Erfassung der Vergesellschaftungen der Dinoflagellatenzysten und ihre Veränderungen in der Zeit in den ausgewählten DSDP-Bohrungen läßt die klimatischen Bedingungen und paläo-ozeanographischen Strömungsmuster in diesem Zeitraum erkennen.
- Die Zusammensetzung des organischen Materials, das aus einem autochthonen marinen Anteil und einem allochthonen Anteil, der zum größten Teil aus Sporen und Pollen, aber auch Geweberesten höherer Landpflanzen besteht, und die Analyse umgelagerter Floren läßt Aufarbeitungsprozesse erkennen. Erosionshorizonte können bestimmt und unter Umständen auch Liefergebiete und Transportwege rekonstruiert werden.
- Pollen und Sporen von Landpflanzen finden sich ebenfalls in sehr vielen marinen Sedimenten und dokumentieren so die Vegetation und damit das Klima der benachbarten Kontinente.
- Für die ausgewählten DSDP-Bohrungen wird eine Palynostratigraphie erarbeitet und mit bereits bestehenden Stratigraphien korreliert und verglichen.
- Die paläo-ozeanographischen Bedingungen, die sich in den Palynomorphengehalten der neogenen Sedimente und der Zusammensetzung der Dinoflagellatenzystenassoziationen dokumentieren, werden beschrieben. Unterschiede, die auf die geographischen Positionen der Bohrungen zurückzuführen sind, und Veränderungen in den Zystengemeinschaften in der Zeit werden interpretiert.
- Im Vergleich mit anderen Untersuchungsmethoden wird die Signifikanz und das Potential palynologischer Untersuchungen für Untersuchungen der neogenen Klimaentwicklung aufgezeigt.

Zur Interpretation der fossilen Palynomorphen-Gemeinschaften ist das Verständnis der heutigen ozeanographischen Verhältnisse und die Ökologie und Signifikanz der Palynomorphen notwendig. In den folgenden Kapiteln der Einleitung werden diese kurz umrissen.

## 1.2. Hydrographie des Untersuchungsgebietes

Die Bohrlokationen umfassen ein zu großes Meeresgebiet, als daß komplexe kleinräumige ozeanographische Aspekte untersucht werden können. Das Verständnis der rezenten ozeanographischen Verhältnisse ist allerdings essentiell, um die palynologischen Befunde paläoozeanographisch zu interpretieren. Die wichtigsten Aspekte der oberflächlichen Zirkulation und die bis heute bekannten ozeanographischen Wechselwirkungen sollen hier vorgestellt werden.

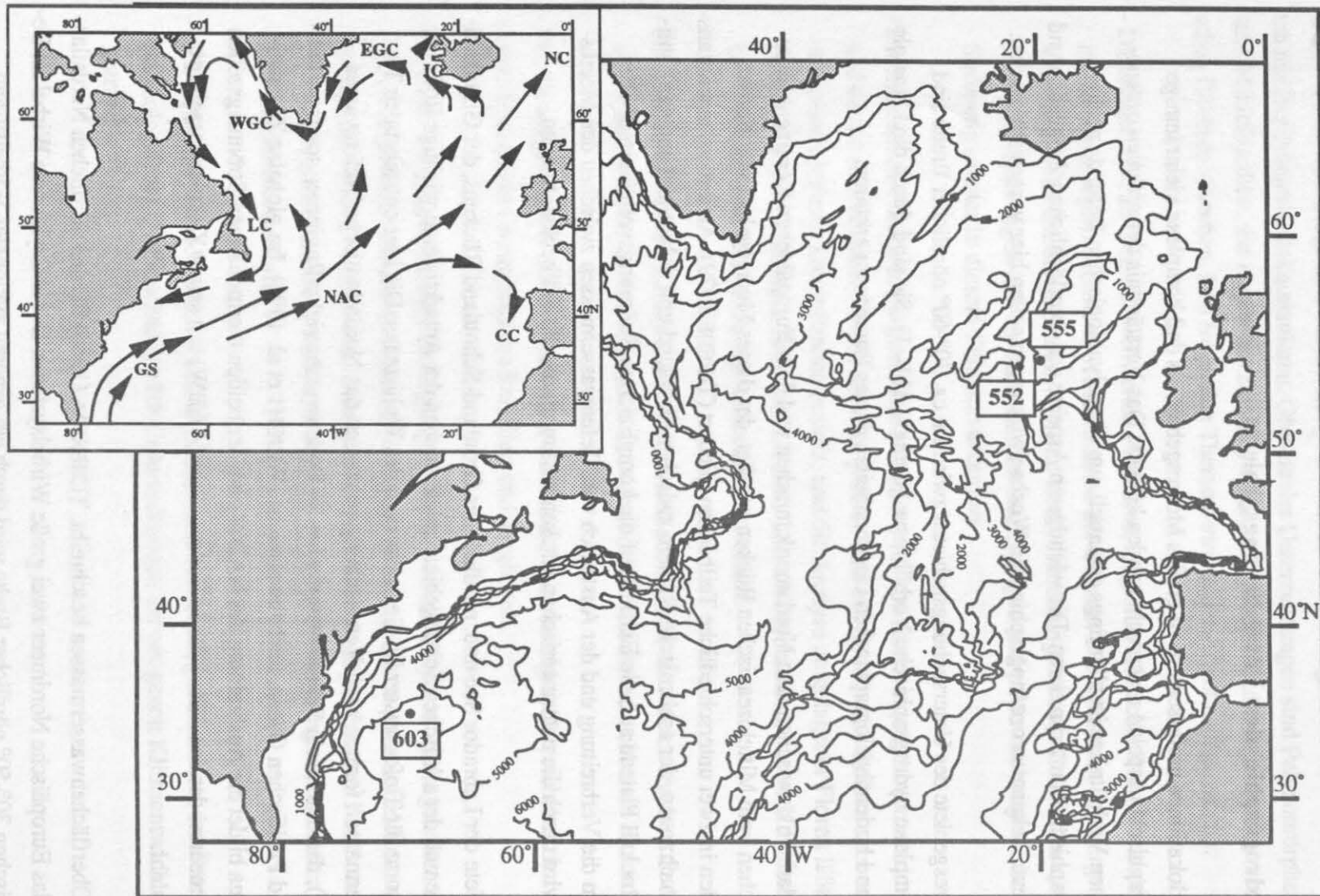
Die Meeresgebiete des Untersuchungsgebietes zwischen ca. 30°-60° nördlicher Breite sind durch komplexe hydrographische Verhältnisse geprägt (Abb. 1). Sie sind durch die klimatologischen und bodenphysiographischen Gegebenheiten dieses Raumes zu erklären.

Der Nordatlantik zwischen dem Nordamerikanischen und dem Europäischen Kontinent ist im wesentlichen vom Mittelozeanischen Rücken geprägt, der dieses Meeresgebiet von Norden nach Süden in zwei unterschiedliche Teilbecken gliedert (THIEDE 1979). Außerdem treten transformierte Bruchzonen, der aсейsmische Rücken zwischen Grönland und Schottland und das kontinentale Rockall Plateau auf, die Einfluß auf die komplizierten Strömungsverhältnisse haben. Vor allem die Verbreitung und der Austausch von Tiefenwassermassen zwischen den Meeresbecken wird durch die untermeerischen Rücken bestimmt, die die Teilbecken trennen.

Die Gebiete der Labrador See und, nördlich des Grönland-Schottland Rückens, der Grönländischen See und der arktischen Schelfgebiete spielen neben der Antarktis eine wichtige Rolle als Bildungsorte für Tiefenwasser im Gesamtsystem des Weltozeans. Die hier entstehenden Tiefenwassermassen formen nach Vermischungsprozessen das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW), das durch sein Salinitätsmaximum im Bodenwasser vieler Regionen, sogar im Indischen und Pazifischen Ozean, nachzuweisen ist (WRIGHT et al. 1992). Im globalen Zirkulationsschema bildet die Ausbreitung des NADW eine der beiden thermohalinen Strömungszellen des Weltmeeres, der das Antarktische Bodenwasser (AABW) mit seiner Zirkulationszelle gegenübersteht.

Für die Oberflächenwassermassen beschreibt TCHERNIA (1980) für den nördlichen Nordatlantik und das Europäische Nordmeer zwei große Wirbelsysteme. Der antizyklonale Wirbel im Bereich zwischen 30°-50° nördlicher Breite wird durch ein generell zyklonales Wirbelsystem





**Abb. 1:** Bathymetrische Karte des Nord-Atlantiks (nach GORSHKOV 1985) mit Lage der Bohrungen und Strömungsmuster; CC = Kanarenstrom (Canary Current), EGC = Ostgrönlandstrom (East Greenland Current), GS = Golfstrom (Gulf Stream), IC = Irmingerstrom (Irminger Current), LC = Labradorstrom (Labrador Current), NAC = Nordatlantik-Drift (North Atlantic Current), NC = Norwegenstrom (Norwegian Current), WGC = Westgrönlandstrom (West Greenland Current), Wassertiefe in m

nördlich davon abgelöst (Abb. 1). Im Einzelfall aber führen topographische Begebenheiten zu Abweichungen von diesem vereinfachten Schema.

Der Golfstrom (GS) transportiert warmes, höher salines Wasser entlang des Nordamerikanischen Kontinentalschelfs nach Nordosten. Ein Ausläufer des GS, die Nordatlantik-Drift (NAC), gelangt dabei über den Island-Schottland Rücken bis in das Europäische Nordmeer. Entlang des Grönländischen Kontinentalrandes strömt mit dem Ostgrönlandstrom (EGC) kaltes, polares Wasser mit Packeis beladen nach Süden. Südlich von Island zweigt eine Strömung, dem zyklonalen Strömungsmuster folgend, vom NAC ab. Ein Teil dieser Wassermassen fließt antizyklonal westlich um Island und mündet dann in den Ostgrönlandstrom (EGC) ein. Der zyklonale Wirbel südlich von Island transportiert über den Irmingerstrom (IC) ebenfalls Anteile des NAC nach Südwesten in die Labrador See. Der EGC biegt an der Südspitze von Grönland um und fließt als Westgrönlandstrom (WGC) entlang des Kontinentalrands nach Norden über die Davis Straße in die Baffin Bay und gibt dabei zyklonal abdriftende Anteile ab. Auf der nordamerikanischen Seite strömt Oberflächenwasser nach Südosten in die Labrador See und gelangt als Labradorstrom (LC) über die Schelfgebiete Neufundlands in den Nordatlantik.

### 1.3. Palökologie der Palynomorphen

Im folgenden Kapitel werden die Palynomorphen vorgestellt. Ihre Ökologie und Lebenszyklen sind wichtig, um ihre Verbreitung in den gegenwärtigen Ozeanen und Kontinenten zu verstehen und das Verständnis der rezenten Verhältnisse ist notwendig für die Interpretation fossil überlieferter Befunde.

### Ökologie der Dinoflagellaten und ihrer Zysten

Dinoflagellaten bilden zusammen mit dem kalkigen Nannoplankton und den Diatomeen 80% des marinen Phytoplanktons. Sie treten in allen Weltmeeren und allen geographischen Breiten auf. Viele Arten sind kosmopolitisch, einige Arten aber sind auf bestimmte Regionen begrenzt. Außer den marinen Arten der photischen Zone gibt es auch Süßwasserarten; sogar in extremen Lebensräumen, bis hin in das anoxische Milieu, treten Dinoflagellaten auf. Sie zeigen unterschiedliche Ernährungsweisen. Es gibt autotrophe, heterotrophe und mixotrophe Arten. Die von Photosynthese lebenden, d.h. autotrophen Algen, aber auch die anderen Arten werden in ihrem Wachstum und ihrer Verbreitung von verschiedenen Faktoren bestimmt (WILLIAMS 1971).

Der wichtigste Faktor, der die Lebensbedingungen nicht nur der photosynthetisierenden Organismen steuert, ist das Licht. Einstrahlungsdauer, Lichtintensität und -wellenlänge beeinflussen die physiologischen Prozesse der Dinoflagellaten. Den sich im Tagesverlauf ändernden Lichtbedingungen in der Wassersäule folgend, vollziehen Dinoflagellaten täglich eine vertikale Wanderung durch die photische Zone. In hohen Breiten mit saisonaler, zum Teil bis zu einem halben Jahr dauernder, Dunkelheit kommen vorwiegend heterotroph lebende Dinoflagellaten vor (WILLIAMS 1971; WILLIAMS 1978). Viele Arten bilden aber auch sogenannte Schattenfloren in der unteren photischen Zone, im "subsurface chlorophytic maximum". Die Wassertemperatur, als zweiter wichtiger Faktor, kontrolliert die Verbreitung der Dinoflagellaten. Obwohl sie in einem weiten Temperaturbereich vorkommen, haben sie ihre größte Diversität in tropischen und subtropischen Regionen. In extrem kalten Regionen sind sie nicht so erfolgreich wie Diatomeen oder Grünalgen (MATTHIESSEN 1991). Ein weiterer, die Verteilung von Dinoflagellaten beeinflussender Faktor ist die Salinität des Wassers. Dinoflagellaten kommen in allen aquatischen Bereichen, von Süßwasser, über Brackwasser bis hin zu hochsalinerem Meerwasser vor. 90% der heute lebenden Arten leben aber in Wasser mit einem Salzgehalt von 20-40 ‰ (TAYLOR & POLLINGHER 1987). Das Nährstoffangebot (Kohlenstoff, Stickstoff, Phosphor, Schwefel, Eisen u.a.) reguliert das Wachstum und die Vermehrung dieser marinen Algen. Das Auftreten von Dinoflagellatenblüten hat wegen der Toxizität bestimmter Dinoflagellatenarten einen großen Einfluß auf die Fischerei und die fischverarbeitende Industrie. Die Vergiftung von Schalentieren, die sie für den menschlichen Genuß unbrauchbar macht, oder das durch Dinoflagellaten hervorgerufene Massensterben von Fischen kann die ökonomische Grundlage ganzer Regionen nachhaltig schädigen (BURKHOLDER et al. 1992).

Dinoflagellaten durchlaufen in ihrem Lebenszyklus unterschiedliche Stadien. Zum Einen zeigen sie sich als motile, zwei Geißeln tragende Formen. In dieser Erscheinungsform sind sie zur Photosynthese befähigt oder können, als heterotrophe Formen, aktiv nach Nahrung suchen. Neben nackten Formen, bilden viele Dinoflagellaten eine Art Panzerung aus; diese Panzerung besteht meist aus Celluloseplatten und bildet die sogenannten Theken. In diesem Stadium ihres Lebenszyklus sind sie haploide Organismen und vermehren sich meist durch vegetative Zellteilung. Einige Flagellatenarten bilden aber nach einer sexuellen Vermehrung motile Zysten - Planozygoten - aus, die durch Verdickung der Zellmembran und der Lösung von den Theken in Hypnozygoten, Ruhestadien, in denen sie mehrere Monate bis Jahre überdauern können, übergehen (EVITT 1985). Bei den fossil überlieferten Zysten handelt es sich bis auf wenige Ausnahmen um solche Hypnozygoten, da sich die meisten Planozygoten zersetzen oder von Zooplankton gefressen werden.

Die auslösenden Faktoren in der Umwelt für die Zystenbildung wurden an rezenten Dinoflagellaten untersucht. Dazu wurden in Hälterungsversuchen die chemisch-physikalischen Parameter,



wie Licht, Temperatur, Salzgehalt und Nährstoffe, in ihren Auswirkungen auf die Zystenbildung und die Entzystung beobachtet. Für das "Schlüpfen" eines Dinoflagellaten aus der Zyste sind mehrere auslösenden Momente bekannt. So konnte festgestellt werden, daß die Dinoflagellaten in höheren Breiten nur nach einer Ruhephase mit niedrigen Temperaturen oder deutlich verringerter Lichteinstrahlung, wie sie im Winter vorkommen, aus ihren Zysten schlüpfen (DALE 1983; SARJEANT et al. 1987).

In den verschiedenen Hälterungsversuchen zeigte sich, daß ein und derselben Dinoflagellatenart verschiedene Zystenformen zugehören können (WALL & DALE 1967; DALE 1983). Andererseits bilden sie über viele Theken-/Zystenwechsel hinweg immer die gleichen Formen aus. Die Zystenform scheint also nicht von dem Alter des Organismus abhängig zu sein. Vielmehr scheint ein Zusammenhang zwischen Zystenform und dem Environment, mit seinen spezifischen chemischen und physikalischen Parametern zu bestehen (SARJEANT et al. 1987). Wegen ihrer persistenten organischen Hülle können sie dann im Sediment die Umweltbedingungen ihres Lebensraumes in der photischen Zone dokumentieren und als Anzeiger für paläo-ozeanographische Bedingungen herangezogen werden.

### **Terrestrische Palynomorphe = Sporomorphe**

Die Sporen und Pollen von Landpflanzen können in marinen Sedimenten einen erheblichen Anteil an dem Palynomorpheninhalt stellen. Als Anzeiger der kontinentalen Klimaregionen haben sie eine wesentliche Bedeutung nicht nur bei der Untersuchung terrestrischer, sondern auch mariner Sedimente (STANLEY 1965; HEUSSER 1983; KLAUS 1987).

Naturgemäß sind die Sporen und Pollen windblütiger Pflanzen sehr viel stärker in den Sedimenten vertreten, da diese Pflanzen einerseits eine größere Menge an Pollen produzieren, andererseits die Pollen selbst morphologisch auf den Transport durch die Luft eingerichtet sind, und daher sehr viel weiter transportiert werden können. Die Entfernung des Transportes hängt von den Eigenschaften des Korns selbst (Morphologie, Größe u. Dichte), als auch von Windrichtung, Windstärke und Gleichmäßigkeit der Luftströmung und von der Luftfeuchtigkeit, wie zum Beispiel Regen, ab. Der größte Teil der windtransportierten Sporen und Pollen wird in einer Distanz von 50 bis 100 km von der Küste abgelagert (HEUSSER 1978, 1983). Einige Sporomorphe können aber auch bis weit über die Ozeane geblasen werden (TRAVERSE 1988; KLAUS 1987).

Wenn die Pollen und Sporen die Wasseroberfläche erreicht haben, treiben sie eine Zeitlang auf dem Wasser und sinken schließlich, von vielen verschiedenen Faktoren beeinflusst, langsam zu

Boden. Sie verhalten sich in ihrem Sinkverhalten wie Feinsilt (TRAVERSE 1988). Dies ist auch ein Grund für die Anreicherung von Palynomorphen in feinkörnigen Sedimenten.

In inner-neritischen Gebieten werden Pollen und Sporen durch den Wind eingetragen. Im außer-neritischen und pelagischen Bereich hat aber der Transport der Sporomorphen durch Wasserströmungen den größeren Einfluß auf deren Verteilung in den Sedimenten (MULLER 1959; STANLEY 1966a,b; HEUSSER 1978, 1983). Die Verteilung der terrestrischen Palynomorphen in den marinen Sedimenten läßt Rückschlüsse auf die Veränderung verschiedener Umweltbedingungen, wie Klima, Wind- und Meeresströmungen, zu.

Untersuchungen über das Verhältnis terrestrischer zu marinen Palynomorphen in verschiedenen Untersuchungen zeigen, daß eine Abhängigkeit dieses Verhältnisses zur Entfernung zur Küstenlinie besteht. Allerdings beeinflussen Meeresströmungen, wie auch der Transport durch Flüsse, diese Beziehung (MULLER 1959; STANLEY 1966a,b; DAVEY 1971; WILLIAMS & SARJEANT 1967; CHOWDHURY 1982).



## 2. Methoden

### 2.1. Stratigraphisch wichtige Dinoflagellaten im Neogen des Nordatlantiks

Aus den stratigraphischen Daten der Dinoflagellaten-Bearbeitungen an Material der DSDP/ODP-Legs (Tab. 1a) wurden die Gesamtreichweiten und das Ein- und Aussetzen der beschriebenen Arten zusammengestellt. Diese Bearbeitungen wurden auch mit Bearbeitungen der Dinoflagellatenfloren in angrenzenden Gebieten verglichen (Tab. 1b). Am GEOMAR in Kiel wurde von einer Arbeitsgruppe im Rahmen eines DFG-Projektes die Stratigraphie der atlantischen DSDP/ODP-Bohrungen neu bearbeitet. Die Korrelation der stratigraphischen Daten wurde mit einer graphischen Methode durchgeführt (SHAW 1964; DOWSETT 1989). Aufgrund der breiten Datenbasis, die die radiolarien-, foraminiferen-, nannofossil-, diatomeen- und palynostratigraphischen Daten und die Ergebnisse der Magnetostratigraphie umfaßt, konnten die maximalen Reichweiten der Dinoflagellatenzysten zum Teil exakter bestimmt, zum Teil aber auch erweitert werden. Stratigraphisch signifikante Dinoflagellaten sind in Abb. 2 zusammengefaßt.

**Tabelle 1a:** Dinoflagellaten-Bearbeitungen an tertiärem DSDP/ODP-Material:

HABIB 1972	Leg 11	westlicher Nordatlantik
MANUM 1976	Leg 38	Europäisches Nordmeer
WILLIAMS 1978	Leg 41	südöstl. Nordatlantik vor NW-Afrika
COSTA & DOWNIE 1979	Leg 48	Rockall Plateau
HARLAND 1979	Leg 48	Biskaya
BROWN & DOWNIE 1984	Leg 80	Goban Spur
BUJAK 1984	Leg 19	nördlicher Nord-Pazifik u. Bering See
BROWN & DOWNIE 1984	Leg 81	Rockall Plateau
EDWARDS 1984	Leg 81	Rockall Plateau
HARLAND 1984	Leg 81	Rockall Plateau
MUDIE 1987	Leg 94	westliche Azoren u. Gardar Drift
MANUM et al. 1989	Leg 104	Vøring Plateau, Norwegen See
MUDIE 1989	Leg 104	Vøring Plateau, Norwegen See
DE VERNAL & MUDIE 1990a,b	Leg 105	Labrador See, Baffin Bay
HEAD et al. 1990a-c; HEAD & NORRIS 1990	Leg 105	Labrador See, Baffin Bay

**Tabelle 1b:** Dinoflagellaten-Bearbeitungen tertiärer Sedimente benachbarter Gebiete:

MAIER 1959	Nordwestdeutschland
WILLIAMS 1975	Offshore Ostkanada
WILLIAMS & BRIDEAUX 1975	Grand Banks
WILLIAMS & BUJAK 1977	Nordatlantik
JAN DU CHÉNE 1977	Südspanien
STOVER 1977	Blake Plateau
HARLAND 1978	Nordwesteuropäischer Kontinentalrand
PIASECKI 1980	Dänemark
BUJAK & DAVIES 1981	Beaufort See
BUJAK & MATSUOKA 1986	westlicher und nördlicher Pazifik (Japan See und Bering See)
POWELL 1986a-c	Nordwest-Italien
POWELL 1988	Südwestumgebung Britische Inseln
ENGEL 1989	östlicher Nordatlantik (Biskaya, Rockall Plateau, Irminger See)

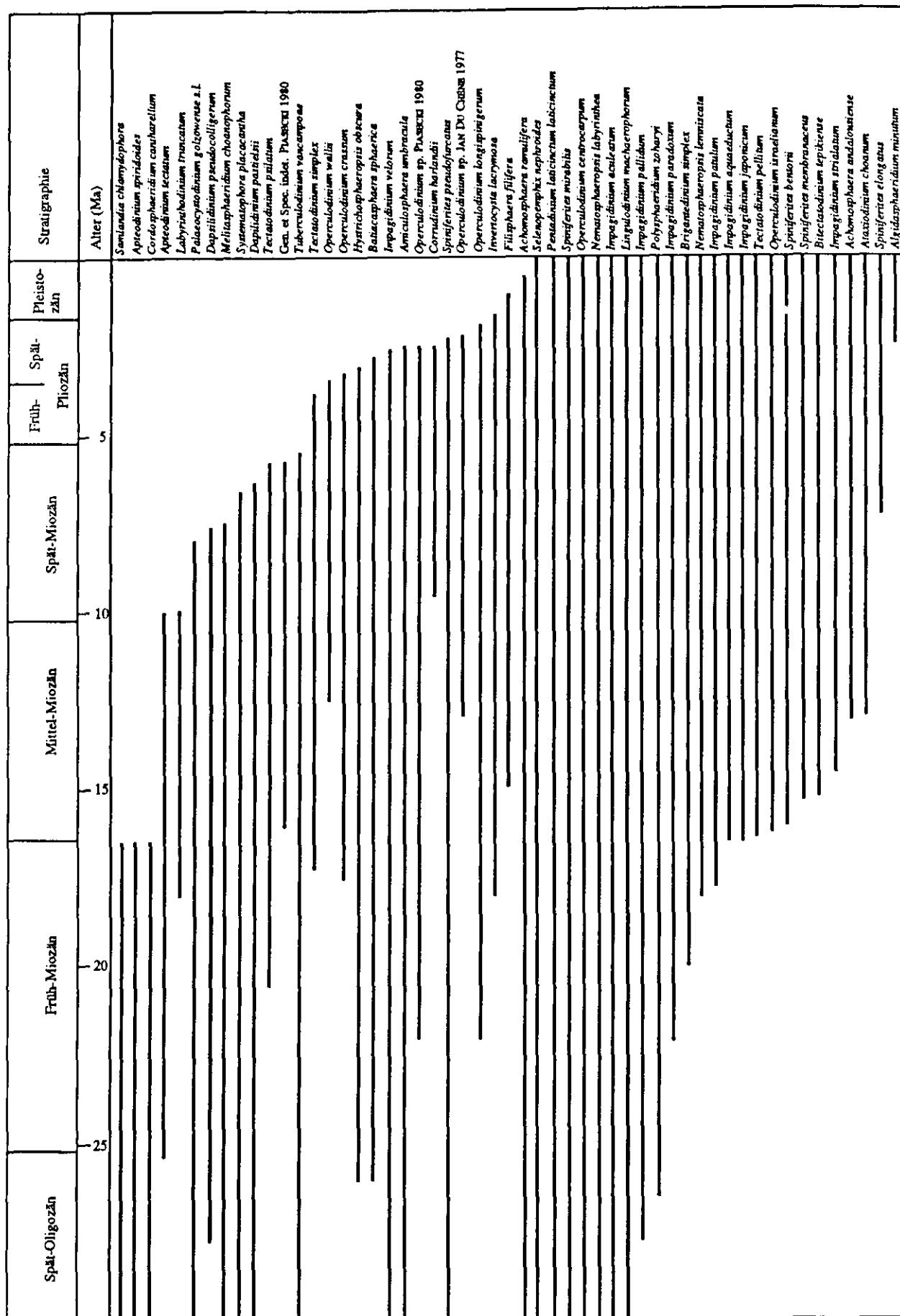


Abb. 2: Reichweiten ausgewählter Dinoflagellaten-Zysten in neogenen Sedimenten des Nordatlantiks nach verschiedenen Quellen (siehe Tab. 1a u. 1b); Alter der stratigraphischen Grenzen nach BERGGREN et al. (1985)

Das Früh-Miozän wird hauptsächlich durch Formen gekennzeichnet, die im Paläogen ihre Hauptverbreitung haben, aber auch im Früh-Miozän noch vorkommen. Neben zahlreichen Dinoflagellaten mit langen stratigraphischen Reichweiten, die vom Oligozän oder Eozän bis weit in das Miozän und zum Teil sogar bis in das Pliozän hineinreichen, gibt es auch einige Arten, die im Früh-Miozän ihr letztes Auftreten haben. Dies sind *Samlandia chlamydophora*, *Cordosphaeridium cantharellum* und *Apteodinium spiridoides* (= *Emslandia spiridoides*), die ihre Hauptverbreitung im Paläogen haben. Sie treten aber noch bis in das späte Früh-Miozän auf (MANUM et al. 1989; ENGEL 1989).

Die Grenze Früh-/Mittel-Miozän wird nach den meisten Autoren, auch bei Untersuchungen der den Atlantik umgebenden Gebiete, mit dem letzten Auftreten von *Cordosphaeridium cantharellum* im Früh-Miozän und dem Erscheinen von *Labyrinthodinium truncatum* im Mittel-Miozän festgelegt. Außerdem treten *Tectatodinium pellitum*, *Operculodinium israelianum*, *Operculodinium wallii*, *Impagidinium striatum* und *Operculodinium* sp. JAN DU CHÉNE 1977 direkt an oder kurz oberhalb der Früh-/Mittel-Miozän-Grenze auf. *Impagidinium aquaeductum* erscheint nach den neuesten Untersuchungen bereits kurz unterhalb der Grenze zu einer Zeit von 16,5 Ma.

Im Mittel-Miozän haben außerdem eine Reihe weiterer Dinoflagellaten ihr erstes Auftreten: *Achomosphaera andalousiense*, *Bitectatodinium tepikiense* und *Amiculosphaera umbracula*. *Filispheera filifera*, die allgemein als Element arktischer Palynofloren (MUDIE 1989; DE VERNAL & MUDIE 1989a,b) und Indikator kalter Wassermassen gilt und im Nordatlantik erst ab dem Spät-Miozän typisch ist, wurde von ENGEL (1989) im Golf von Biskaya aus Sedimenten des frühen Mittel-Miozän beschrieben.

Während die Grenze Mittel-/Spät-Miozän meist mit dem Einsetzen von *Achomosphaera andalousiense* im Spät-Miozän und dem Aussterben von *Impagidinium aquaeductum* im Mittel-Miozän festgelegt wurde, tritt nach neueren Untersuchungen *Impagidinium aquaeductum* in jüngeren Sedimenten (bis ca. 3.4 Ma), *Achomosphaera andalousiense* in älteren Schichten des mittleren Mittel-Miozän (Nannofossilzone NN 6, 13.1 - 14.4 Ma) in den Sites 400/400A und 408 auf (ENGEL 1989). In dieser Arbeit wurde die obere Reichweite von *I. aquaeductum* bis das Quartär hinein bestätigt, während das letzte Erscheinen von *Labyrinthodinium truncatum* kurz über der mittel-/spät-miozänen Grenze (9,9 Ma) bestimmt.

Das Spät-Miozän wird durch das erste Auftreten von *Corrudinium harlandii*, die aber erst im Pliozän häufig und regelmäßig vorkommt, und durch das Aussetzen von *Hystrichosphaeropsis obscura* und *Palaeocystodinium golzowense* gekennzeichnet. Das Aussterben von *Hystrichosphaeropsis obscura* und *Palaeocystodinium golzowense* im Spät-Miozän wurde auch bei neue-

ren Untersuchungen bestätigt. Verschiedene *Impagidinium*-Arten, die mit ihrem ersten Auftreten im Pliozän als gute Indikatoren gehandelt wurden, wurden aber auch in älteren Schichten gefunden, sodaß sie nicht mehr zur Abgrenzung Miozän gegen Pliozän herangezogen werden können (ENGEL 1989).

Die oben erwähnten *Impagidinium*-Arten können zwar nicht mehr zur eindeutigen Abgrenzung von Pliozän gegen Miozän benutzt werden, sie haben ihre Hauptverbreitung jedoch im Pliozän, sodaß sie bei Abwesenheit der typischen Spät-Miozän-Vertreter als Pliozän-Anzeiger mit einer gewissen Vorsicht gelten können.

Die Grenze zwischen frühem und spätem Pliozän kann mit dem Aussterben von *Impagidinium aquaeductum* im Früh-Pliozän und dem ersten Auftreten von *Brigantedinium simplex* im Spät-Pliozän festgelegt werden. *Corrudinium harlandii* tritt im Spät-Pliozän zum letzten Mal auf. Auch *Operculodinium* sp. PIASECKI 1980, *O.* sp. JAN DU CHÉNE 1977 und *Achomosphaera umbracula* haben ihr letztes Auftreten in spät-pliozänen Sedimenten.

*Algidasphaeridium minutum* erscheint an der Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän oder kurz davor zum ersten Mal. Sie ist typisch für die quartären Sedimente nördlicher Breiten. Im Pleistozän haben *Achomosphaera ramulifera* und *Filisphaera filifera* ihr letztes Auftreten an der Grenze Früh-/Mittel-Pleistozän.

## 2.2. Palynomorphe als Indikatoren für Paläo-Ozeanographie und Paläoklimatologie

### Dinoflagellaten als Indikatoren für das Paläo-Environment

Die Verbreitung der rezenten Dinoflagellaten in den neritischen und pelagischen Bereichen des Nordatlantiks und der angrenzenden Gebiete ist von den Oberflächenwassermassen abhängig (REID & HARLAND 1977; WALL et al. 1977). Dabei wird die Verteilung der Dinoflagellatenzysten von den in Kap. 1.2. beschriebenen Faktoren bestimmt. Allerdings können keine exakten Beziehungen zu bestimmten Eigenschaften der Wassermassen, wie Temperatur, Salinität, Nährstoffe etc., belegt werden. Es kann nur allgemein eine Präferenz zu einer Wassermasse beschrieben werden (MATTHIESSEN 1991).

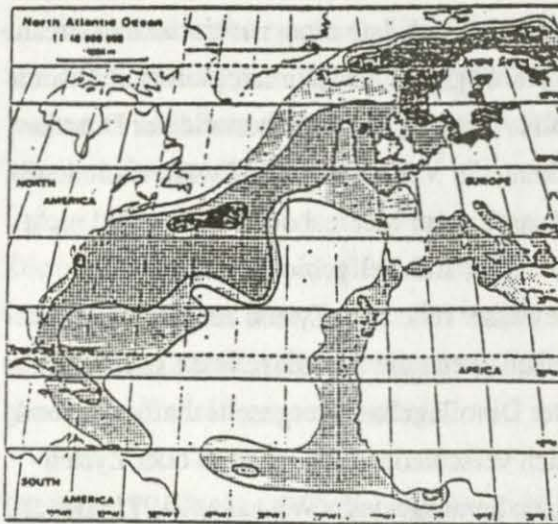
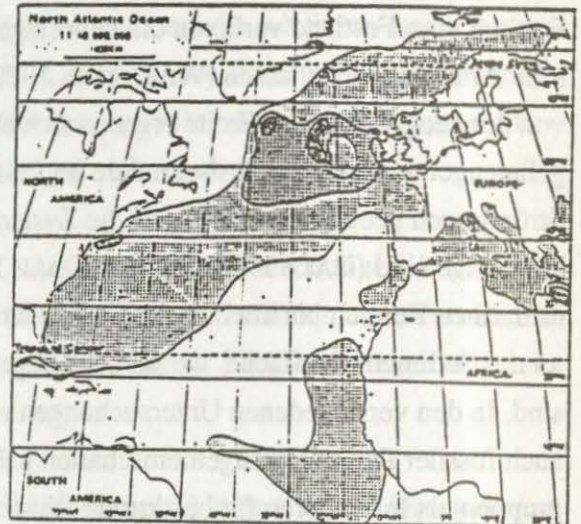
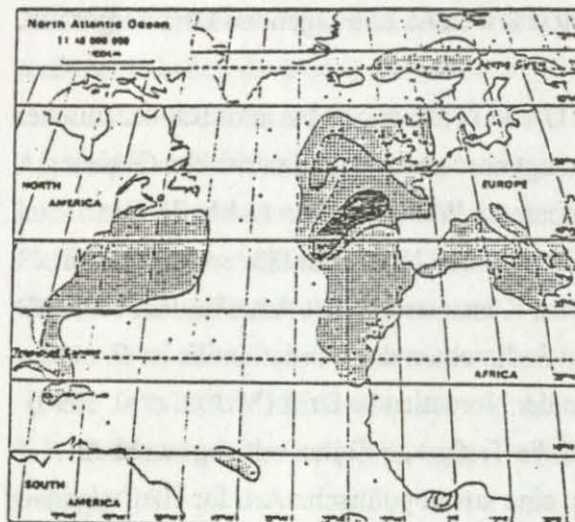
Dinoflagellatenzysten wurden aus den Bodensedimenten aller aquatischen Lebensräume (Pelagial, inner- und außerneritischer Ozean, brackische und limnische Gewässer) beschrieben. In der Verbreitung der Zysten lassen sich zwei Haupttrends erkennen. Mit zunehmender Ent-

fernung vom Festland variieren die Dinoflagellaten, sodaß sich ästuarine, neritische und ozeanische Arten erkennen lassen (WALL et al. 1977). In Abhängigkeit der Klimaregionen und damit von der geographischen Breite ergeben sich ebenfalls Änderungen im Artbestand der Dinoflagellatengemeinschaften. Insbesondere im Pelagial kann die Verbreitung der Zysten auch durch Strömungen beeinflußt werden, da die Zysten hier passiv zum Meeresboden sinken und nicht beweglich sind (DALE 1983; DALE & DALE 1992). Auf den Schelfgebieten und über den estuarinen Bereich bis hin in limnisch-fluviatile Gewässer ruhen die Zysten auf oder knapp unter der Sedimentoberfläche, wo sie auch liegen bleiben, wenn die Dinoflagellaten geschlüpft sind. In den verschiedenen Untersuchungen rezenter Dinoflagellatenvergesellschaftungen und auch fossiler Palynofloregemeinschaften haben sich verschiedene Zystenarten oder Zystengruppen als Indikatoren für bestimmte Wassermassen herausgestellt (WILLIAMS 1971; DALE 1976; REID & HARLAND 1977; WALL et al. 1977; HARLAND 1983; DALE & DALE 1992). Die Dinoflagellaten, die in den Sedimenten der bearbeiteten Bohrungen auftreten und paläo-ozeanographische bzw. paläoklimatische Signifikanz besitzen, werden im Folgenden kurz vorgestellt.

*Operculodinium centrocarpum* ist im Atlantischen Ozean in ästuarinen bis neritisch-ozeanischen Bereichen vertreten (WALL et al. 1977). Sie bevorzugt aber anscheinend neritische Gebiete. Besonders häufig ist diese Art in borealen bis temperaten Wassermassen (Abb. 3). Die Häufigkeitsverteilung von *O. centrocarpum* im Europäischen Nordmeer läßt erkennen, daß diese Art wärmere Wassermassen des Norwegischen Küstenstroms mit Anteilen von 70-83 % bevorzugt (MATTHIESSEN 1991). In den neogenen Sedimenten des Nordatlantiks ist *O. centrocarpum* Indikator für die wärmeren Wassermassen der Nordatlantik-Drift (MUDIE et al. 1990) und für einen stärkeren Einfluß des Neritikums auf die Tiefsee zu Zeiten mit abgesenktem Meeresspiegel. *Nematosphaeropsis labyrinthea* ist eine kosmopolitische Art. Ihr Häufigkeitsmaximum liegt im neritisch-ozeanischen Übergangsbereich (= *N. balbombiana*) (WALL et al. 1977). Sie kommt mit größeren Häufigkeiten in der arktischen bis gemäßigten Region vor und stellt im östlichen Nordatlantik 20 bis über 50% der Dinoflagellatengemeinschaften (Abb. 3) (HARLAND 1983). Die Art ist ein Indikator für ozeanisch-pelagische Bedingungen im Nordatlantik (MUDIE et al. 1990). *Impagidinium patulum* tritt im pelagischen Bereich mit größeren Häufigkeiten auf (Abb. 4). Sie stellt im äquatorialen Atlantik zusammen mit anderen *Impagidinium*-Arten bis zu 96% der marinen Palynoflora in den Bodensedimenten (WALL et al. 1977). Im Neogen ist sie ein Indikator für die relativ wärmeren Wassermassen der Nordatlantik-Drift (MUDIE et al. 1990).

*Spiniferites ramosus* kommt in tropischen bis subtropischen Regionen mit bis zu 43% in größeren Häufigkeiten vor (WALL et al. 1977). In neritischen bis ästuarinen Bereichen tritt sie bevorzugt auf. Sie erscheint aber auch im Europäischen Nordmeer auf (Abb. 3). *S. ramosus* gilt in

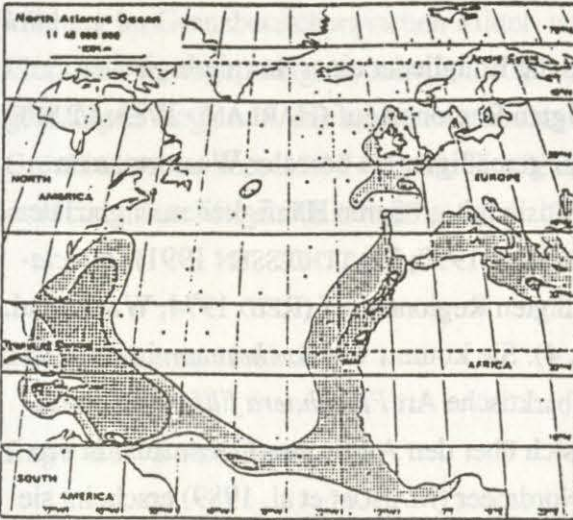
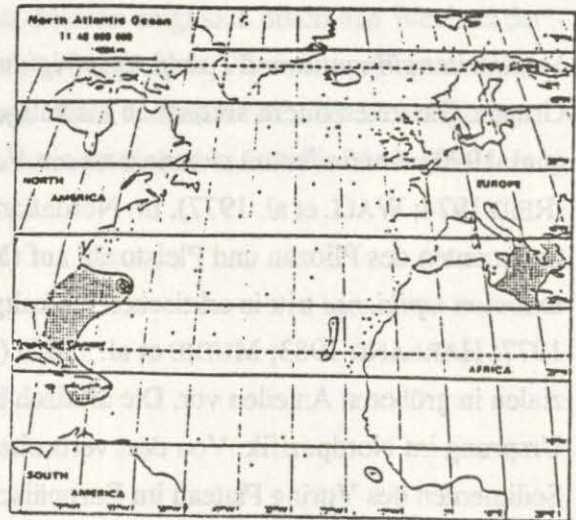
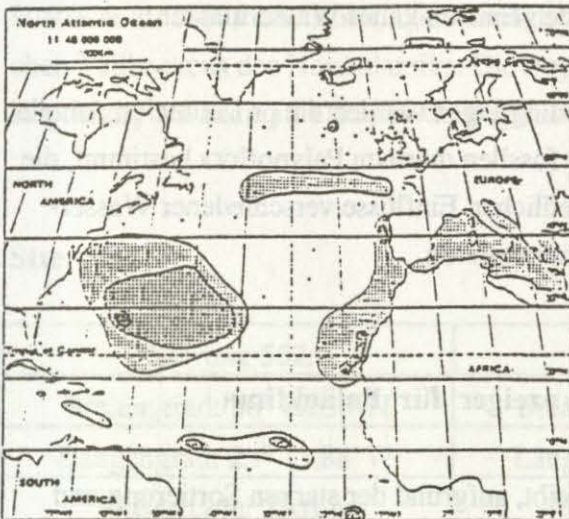
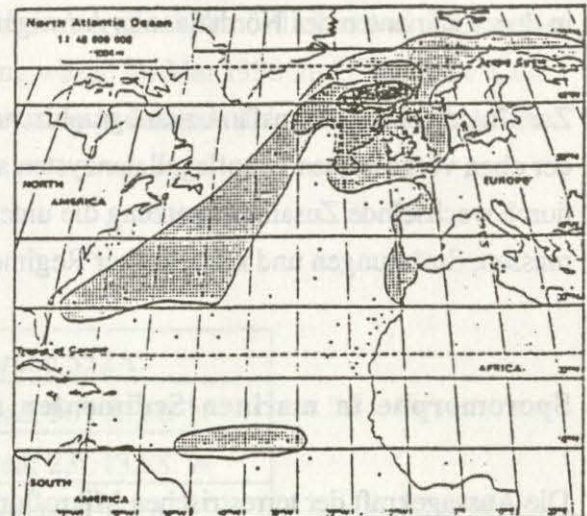


Verteilung v. *Operculodinium centrocarpum* (DEFLANDRE & COOKSON) WALLVerteilung v. *Nematospaeropsis labyrinthica* (OSTENFELD) REIDVerteilung v. *Spiniferites mirabilis* (ROSSIGNOL) SARJEANTVerteilung v. *Spiniferites ramosus* (EHRENBERG) MANTELL

**Abb. 3:** Verteilung von *O. centrocarpum*, *N. labyrinthica*, *S. mirabilis* u. *S. ramosus* in den Bodensedimenten des Nordatlantiks und angrenzender Gebiete (zusammengestellt aus HARLAND 1983); einzelne Punkte = Probenpunkte, weites Raster = bis 10%, mittleres Raster = >10% bis 50%, enges Raster = >50%; Werte = % der Dinoflagellatenzysten

den neogenen Sedimenten des Nordatlantiks als ein Anzeiger für die relativ wärmeren Wassermassen der Nordatlantik-Drift (MUDIE et al. 1990). *Spiniferites mirabilis* ist eine Dinoflagellatenzyste des außereitischen bis pelagischen Bereiches (HARLAND 1983; WALL et al. 1977). Sie tritt in größeren Häufigkeiten in warmgemäßigten Zonen auf und ist in den Sedimenten des Nordatlantiks ebenfalls ein Indikator für die Nordatlantik-Drift (Abb. 3). *Polysphaeridium zoharyi* kommt im küstennahen bis neritischen Bereich mit höherem Salzgehalt als eine Art tropisch-subtropischer Regionen in größeren Zahlen vor (HARLAND 1983)



Verteilung v. *Lingulodinium machaerophorum* (DEFLANDRE & COOKSON) WALLVerteilung v. *Polysphaeridium zoharyi* (ROSSIGNOL) BUJAK et al.Verteilung v. *Impagidinium patulum* (WALL) STOVER & EVITTVerteilung v. *Bitectatodinium tepikiense* WILSON

**Abb. 4:** Verteilung von *L. machaerophorum*, *P. zoharyi*, *I. patulum* u. *B. tepikiense* in den Bodensedimenten des Nordatlantiks und angrenzender Gebiete (zusammengestellt aus HARLAND 1983); einzelne Punkte = Probenpunkte, weites Raster = bis 10%, mittleres Raster = >10% bis 50%, enges Raster = >50%; Werte = % der Dinoflagellatenzysten

(Abb 4). *Lingulodinium machaerophorum* wurde ursprünglich als Anzeiger für warme bis warmgemäßigte Wassermassen mit höherem Salzgehalt beschrieben (REID 1974). Die Art ist aber nach späteren Untersuchungen euryhalin (HARLAND 1983) (Abb. 4). In den neogenen Sedimenten des Nordatlantiks ist *L. machaerophorum* ein Indikator für warme bis warmgemäßigte Wassermassen mit durch vermehrte Schmelzwasserzufuhr niedrigeren Salinitäten (ENGEL 1989; MUDIE et al. 1990).



*Spiniferites elongatus* und *Spiniferites frigidus* sind die Endglieder einer morphologischen Gruppe. Sie treten nur in arktischen bis kaltgemäßigten Regionen auf (HARLAND 1983; MUDIE et al. 1990). *Ataxiodinium choanum* ist ein Vertreter gemäßigter bis borealer Wassermassen (REID 1974; WALL et al. 1977). Im Nordatlantik tritt sie mit größeren Häufigkeiten in glazialen Sedimenten des Pliozän und Pleistozän auf (MUDIE et al. 1990; MATTHIESSEN 1991). *Bitectatodinium tepikiense* tritt in arktischen bis kaltgemäßigten Regionen auf (REID 1974; WALL et al. 1977; HARLAND 1983; MUDIE et al. 1990) (Abb. 4). Sie kommt wie *A. choanum* in den Glazialen in größeren Anteilen vor. Die arktisch bis subarktische Art *Filisphaera filifera* hat ihren Ursprung im Nordpazifik. Von dort verbreitet sie sich über den Arktischen Ozean aus. In den Sedimenten des Vøring Plateau im Europäischen Nordmeer (MANUM et al. 1989) erscheint sie im unteren Mittel-Miozän (ca. 14,5 Ma), und breitet sich über den östlichen Nordatlantik nach Westen und Südwesten aus (ENGEL 1989; MUDIE et al. 1990). Die zuletzt genannten Arten sind in den Sedimenten des Nordatlantiks Anzeiger für den Einfluß kalter Wassermassen.

Zur Untersuchung der paläo-ozeanographischen Bedingungen wurden die prozentualen Anteile der oben vorgestellten Dinoflagellatenzysten an der fossilen marinen Palynoflora bestimmt, die durch wechselnde Zusammensetzung die unterschiedlichen Einflüsse verschiedener Wassermassen, Strömungen und klimatischer Regime dokumentieren.

### **Sporomorphe in marinen Sedimenten als Anzeiger für Paläoklima**

Die Aussagekraft der terrestrischen Mikroflora bleibt, aufgrund der starken Sortierung und selektiven Überlieferung der Sporomorphen, in marinen Sedimenten hinter den Möglichkeiten in kontinuierlichen Profilen limnischer Ablagerungen zurück. Die Zeiträume, in denen die sedimentär überlieferten terrestrischen Palynoflora auftreten und auch die Gebiete, deren klimatische Gegebenheiten so in den Sedimenten der Bohrlokationen dokumentiert werden, sind für eine niedrige zeitliche Auflösung zu groß. Die Pollen und Sporen klimatisch signifikanter Landpflanzen können aber auch in marinen Sedimenten zu Aussagen genereller Klimatendenzen herangezogen werden (HEUSSER 1983; MUDIE et al. 1990). Paläofloristische Untersuchungen an tertiären Sedimenten zeigen einen Wechsel zwischen einer paläotropischen und einer arktotertiären Flora auf der nördlichen Hemisphäre (BRATSEVA, 1980; MAI 1991).

Im Bereich des Nordatlantiks und der ihn umgebenden Gebiete wurden zahlreiche Untersuchungen der terrestrischen Palynomorphen und ihrer paläoklimatischen Aussagen durchgeführt. In den tertiären Palynoflora Islands wurde der Nachweis für eine Klima-"Verschlechterung" erbracht (SCHWARZBACH & PFLUG 1957; PFLUG 1959; MUDIE & HELGASON 1983). Die Ab-



kühlung im Grenzbereich zwischen Mittel- und Spät-Miozän zeigt sich durch den Wechsel der Flora von warmgemäßigten, zum Teil sogar tropisch-subtropischen Pflanzen zu Formen kühlgemäßigter Regionen, der sogenannten arktotertiären Flora. In Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See, DSDP Leg 38, Site 336, dokumentiert sich ebenfalls die Verschlechterung des Klimas im Miozän (KORENEVA et al. 1976).

### 2.3. Probenmaterial

#### Lage der Bohrungen

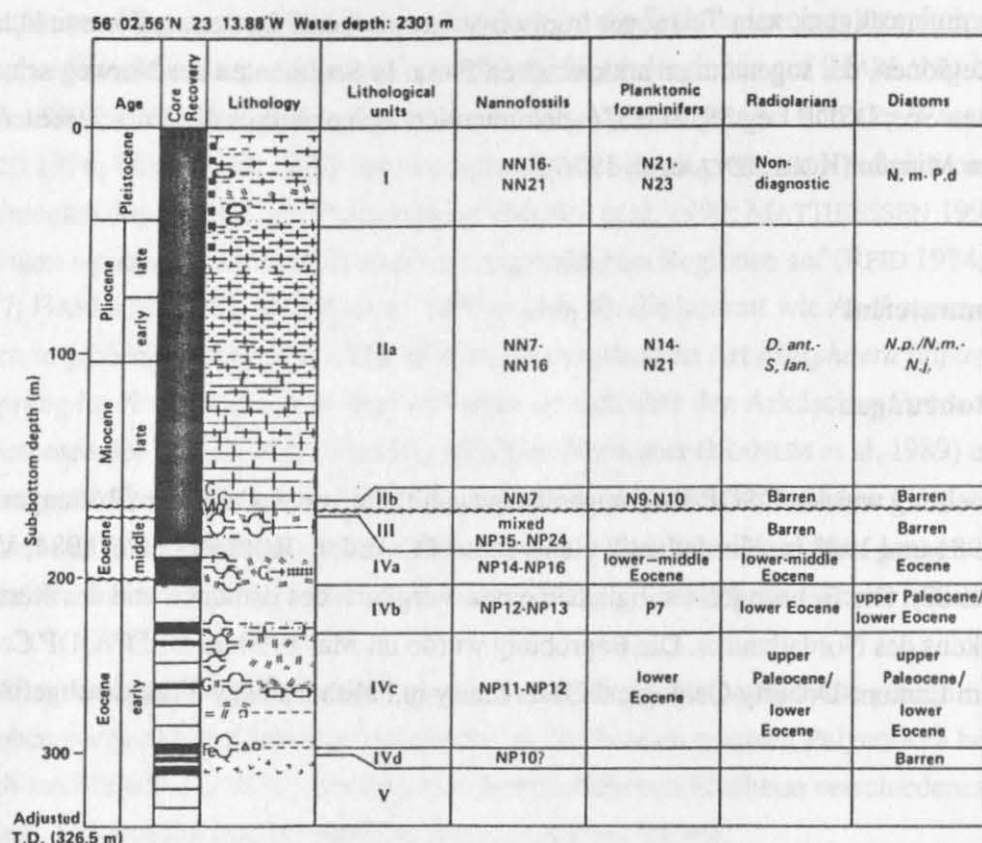
Für die Bearbeitung wurden DSDP-Bohrungen ausgewählt, die von der Glomar Challenger in den Jahren 1981 und 1983 im Nordatlantik niedergebracht wurden (ROBERTS et al. 1984; VAN HINTE et al. 1987). Die Bohrungen ermöglichen einen Vergleich des östlichen und des westlichen Teilbeckens des Nordatlantiks. Die Beprobung wurde im Mai 1990 im DSDP/ODP Core Repository am Lamont-Doherty Geological Observatory in Palisades/New York durchgeführt.

#### Site 552

Bohrung 552:	Bohrung 552A:
Breitengrad: 56° 02,56' N	Breitengrad: 56° 02,56' N
Längengrad: 23° 13,88' W	Längengrad: 23° 13,88' W
Wassertiefe: 2301 m	Wassertiefe: 2301 m
Eindringteufe: 314 m	Eindringteufe: 183,5 m

Site 552 befindet sich am Westrand des Rockall Plateau, eines Mikrokontinentes im Nordatlantik (Abb. 1). Es liegt etwa 212 km westlich von Irland und 255 km südlich von Island.

Untersuchungen über die abtauchenden seismischen Reflektoren, ihr Alter und ihren Ursprung, und die Subsidenzgeschichte der Schichten während der Öffnung des Nordatlantiks und der frühen Zeit seiner Verbreiterung waren die Ziele, die zur Wahl der Bohrlokation führten. Außerdem waren die Sites ausgewählt, um die Entwicklung des quartären und tertiären Klimas und der Ozeanzirkulation zu untersuchen. Insbesondere waren die Auswirkungen der Absenkungsgeschichte des Island-Färøe Rückens auf die Strömungsmuster von großem Interesse (ROBERTS et al. 1984).



**Abb. 5:** Site 552: Zusammenfassung der lithologischen und biostratigraphischen Ergebnisse von Site 552 des Leg Reports; die Teufen von Bohrung 552 wurden durch Addition von 12,5 m korrigiert, um mit Bohrung 552A übereinzustimmen (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY in: ROBERTS et al. 1984)

### Lithologie Site 552

Die Sedimente von Site 552, die bis 282,70 m Teufe erbohrt wurden, wurden in vier lithologische Einheiten eingeteilt (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY in: ROBERTS et al. 1984) (**Abb. 5**).

Sie bestehen hauptsächlich aus alternierenden Lagen von hellen Foraminiferen-Nannofossil-Schlämmen und olivgrauen bis braunen kalkigen Mergeln und Schlämmen des Pleistozäns, Pliozäns und Miozäns (**Abb. 5**). Nach unten hin treten Nannofossil-Kreide bis glaukonitische Foraminiferen-Kreide des Spät-Miozän auf (der Begriff Kreide ist hier ausschließlich im lithologischen Sinn gebraucht). Darunter liegen braune und olive biogen-opalführende und zeolithische Tonsteine mit Spiculiten, Feuersteinen, Kreiden und Tuffen, die nach dem Leg Report in das Mittel-Eozän gestellt wurden. Die untersten unter-eozänen Sedimente bestehen hauptsäch-



lich aus kalkigen, biogen-opalführenden Tuffen, außerdem tuffhaltigen und biogen-opalführenden Kreiden und Tonsteinen. Für die vorliegende Arbeit wurden die Sedimente bis in eine Teufe von 212,73 m (Kern 552-12-5) beprobt. Diese Teufe ist durch Addition von 12,5 m auf die im Leg Report angegebenen Teufe auf die Teufenangaben von Bohrung 552A korrigiert (ROBERTS et al. 1984).

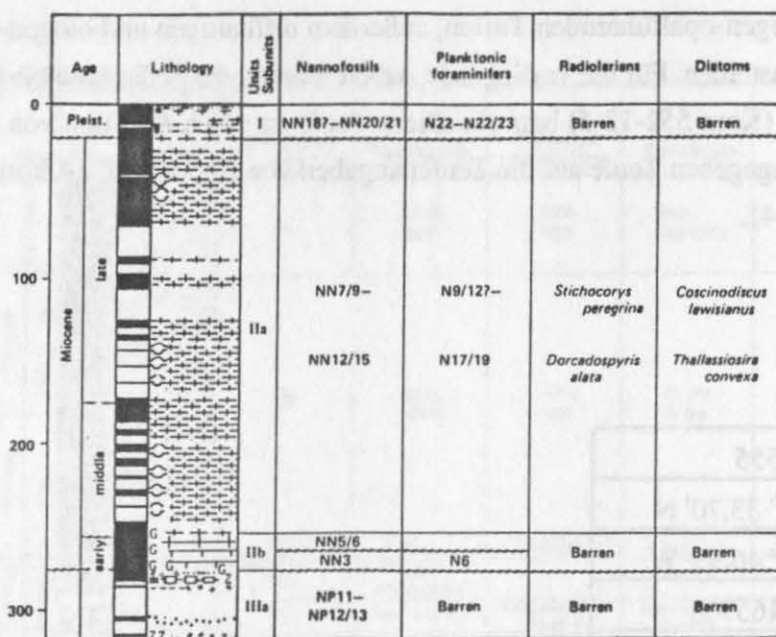
#### Site 555

Bohrung 555
Breitengrad: 56° 33,70' N
Längengrad: 20° 46,93' W
Wassertiefe: 1659 m
Eindringteufe: 964 m

Site 555 ist die östlichste und landwärtige Bohrlokation der Leg 81 Bohrkampagne. Sie liegt zwischen Hatton Bank und Edoras Bank auf einem strukturellen Hochgebiet (**Abb. 1**). Auch bei diesem Site waren die Fragen nach der Subsidenzgeschichte essentiell für die Auswahl der Bohrlokation. Von besonderem Interesse waren der zeitliche Ablauf der Absenkung, die Absenkungsraten und relative Bewegungen im Bereich der Krustenausdünnung. Zur Untersuchung der Entwicklung des nordatlantischen Klimas und der ozeanographischen Strömungsmuster sollte eine vollständige Neogen- und Paläogen-Sequenz erbohrt werden (ROBERTS et al. 1984).

#### Lithologie Site 555

Die obersten 22 m bestehen aus zyklischen Folgen von Tonschlämmen, kalkigen Tonschlämmen und Nanno-Foraminiferen-Schlämmen des Quartärs (**Abb. 7**). Darunter folgen helle Nannofossil-Schlämme, nannofossil-foraminiferen- und biogen-opalführende Nannofossil-Foraminiferen-Schlämme bis 252,80 m mit mittel-miozänem bis früh-pliozänem Alter. Bis 281 m treten glaukonitische Kreiden des Mittel- und Früh-Miozän auf (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY in: ROBERTS et al. 1984). Sedimentproben bis in eine Teufe von 281,52 m (Kern 555-27-1) wurden untersucht.



**Abb. 6:** Site 555: Zusammenfassung der lithologischen und biostratigraphischen Ergebnisse der neogenen Sedimente von Site 555 (verändert nach SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY in: ROBERTS et al. 1984)

### Site 603

Bohrung 603	Bohrung 603B
Breitengrad: 35° 29,66' N	Breitengrad: 35° 29,71' N
Längengrad: 70° 1,70' W	Längengrad: 70° 1,71' W
Wassertiefe: 4634 m	Wassertiefe: 4633,5 m
Eindringteufe: 832 m	Eindringteufe 1585,2 m

Site 603 liegt 435 km östlich von Cape Hatteras am Fuß des nordamerikanischen Kontinentalhangs auf der Hatteras Tiefsee-Ebene (Abb. 1).

Die Lokation von Site 603 am Fuß des Kontinentalhangs wurde gewählt, da seine Sedimentationsgeschichte sowohl von ozeanischen Ereignissen, als auch durch Veränderungen im küstennahen Meeresgebiet beeinflusst wurde (VAN HINTE et al. 1987). Eustatische Meeresspiegelschwankungen, die den flachmarinen Meeresbereich stark beeinflussen, wirken sich auch auf die Sedimentation am Kontinentalhang aus. Aber auch Änderungen in der Tiefenwasserzirkulation, wie der Overflow kalten arktischen Tiefenwassers aus der Norwegisch-Grönländischen See durch die Dänemark Straße (THIEDE 1979), werden in der Ablagerungsgeschichte dokumentiert.

Lithologie Site 603

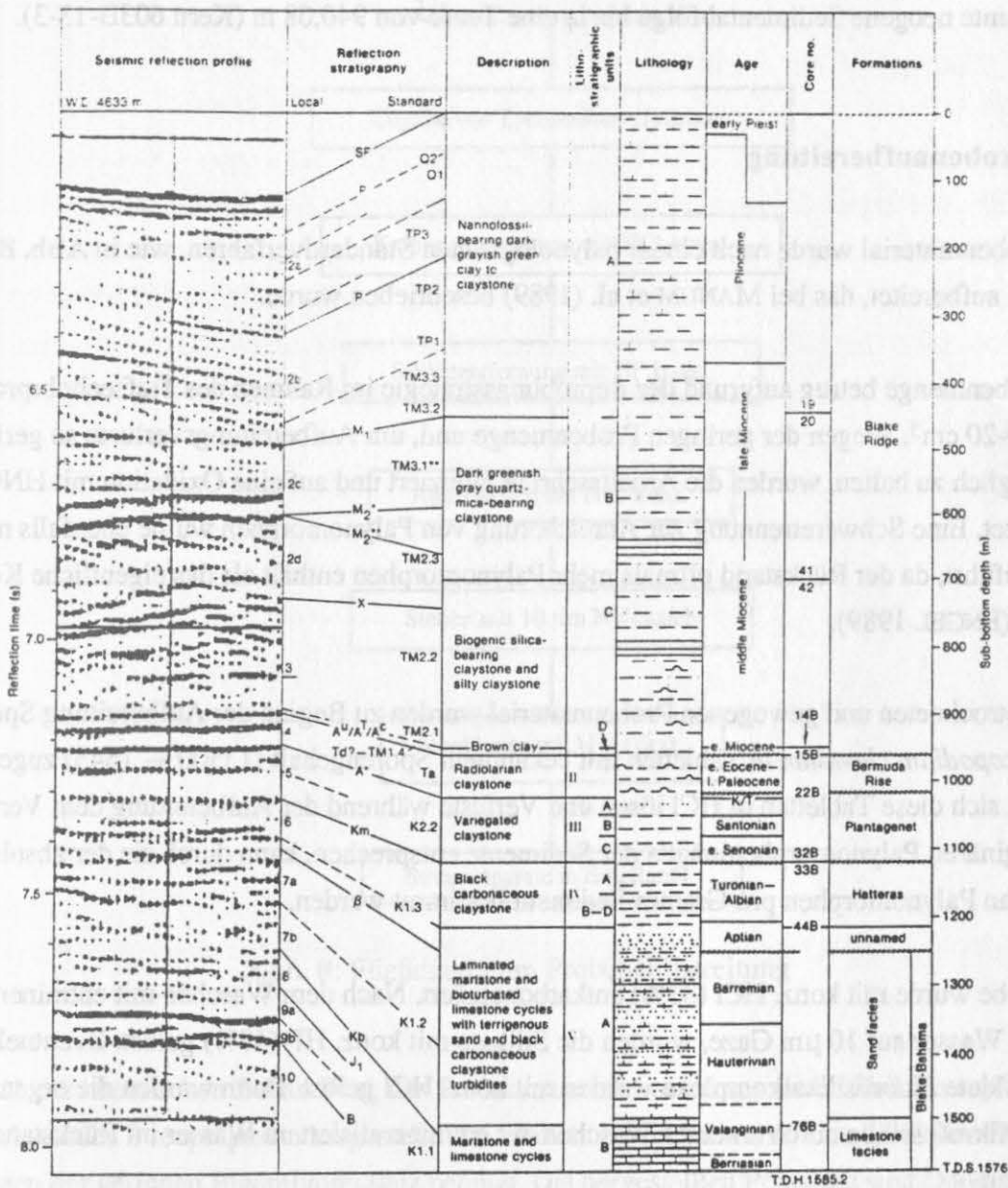


Abb. 7: Site 603: Lithologie und seismisches Profil mit Sedimentbeschreibung, lithostrat. Einheiten, Alter, Kernnummern und Formationen von Site 603; Zusammenfassung des Leg Reports Leg 93 (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY in: VAN HINTE et al. 1987)

Die neogenen Sedimente, die an Site 603 gewonnen wurden, bestehen hauptsächlich aus hemipelagischen Tonen bis Tonsteinen mit schwankenden aber signifikanten Gehalten an kalkigen Nannofossilien (Abb. 7). Fast das gesamte Neogen - vom späten Früh-Miozän bis zum Früh-Pleistozän - ist in diesen Sedimenten dokumentiert. Zum Teil sind sie quarz- u. glimmer-füh-



rend bis quarz- u. glimmer-reich. Unterhalb Kern 603-37 steigt der Anteil von terrigenem Material der Siltgröße und es sind hier silt-reiche und siltige Tonsteine (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY in: VAN HINTE et al. 1987). Unterhalb 955 m Teufe treten radiolarienreiche Tonsteine des Paläogens auf, unter denen bei 1047 m Teufe Tonsteine der Kreide folgen. Beprobte wurde die gesamte neogene Sedimentabfolge bis in eine Teufe von 940,08 m (Kern 603B-13-3).

#### 2.4. Probenaufbereitung

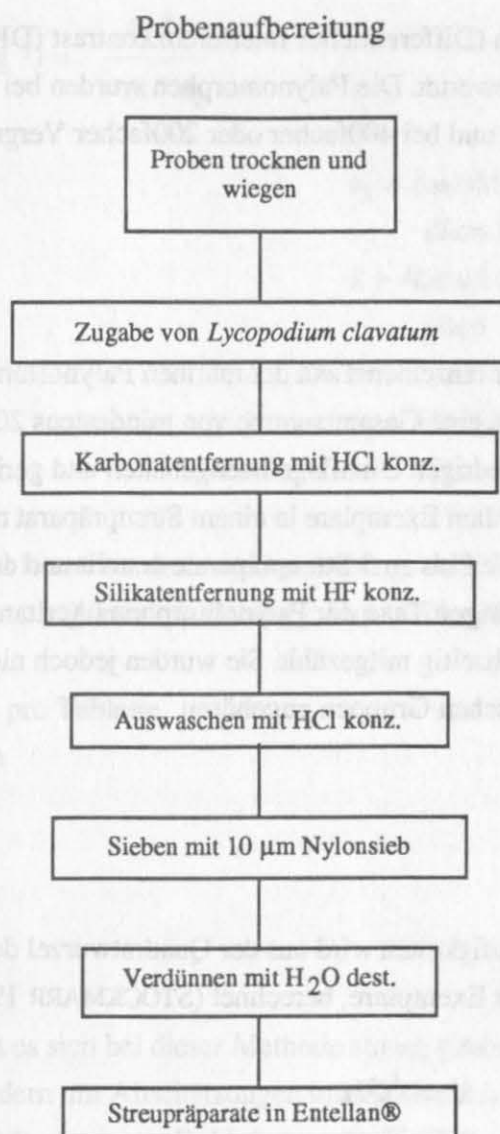
Das Probenmaterial wurde nach einem palynologischen Standardverfahren, wie in Abb. 8 dargestellt, aufbereitet, das bei MANUM et al. (1989) beschrieben wurde.

Die Probenmenge betrug aufgrund der Beprobungsstrategie im Rahmen des Tiefseebohrprojekts 10-20 cm<sup>3</sup>. Wegen der geringen Probenmenge und, um Aufbereitungsverluste so gering wie möglich zu halten, wurden die Arbeitsschritte reduziert und auf eine Oxidation mit HNO<sub>3</sub> verzichtet. Eine Schweretrennung zur Anreicherung von Palynomorphen wurde ebenfalls nicht durchgeführt, da der Rückstand oftmals mehr Palynomorphen enthält als das eigentliche Konzentrat (ENGEL 1989).

Dem getrockneten und gewogenen Probenmaterial wurden zu Beginn der Aufbereitung Sporen von *Lycopodium clavatum* in Tabletten mit bekanntem Sporengehalt (13500 ± 1543) zugegeben. Da sich diese Tabletten in HCl lösen und Verluste während der Aufbereitung dem Verlust des originären Palynomorpheninhalts der Sedimente entsprechen, kann durch sie der absolute Gehalt an Palynomorphen pro Gramm Sediment bestimmt werden.

Die Probe wurde mit konz. HCl (33%) entkarbonatisiert. Nach dem Waschen mit entmineralisiertem Wasser auf 10 µm Gaze, wurden die Silikate mit konz. HF (48%) gelöst. Eventuell neugebildete Fluorosilikatkomplexe wurden mit konz. HCl gelöst. Dann wurden die organischen Mikrofossilien durch erneutes Waschen mit entmineralisiertem Wasser im Rückstand angereichert.

Bei der chemischen Behandlung der Proben wurden ausschließlich kalte Säuren verwendet, um eine selektive Zerstörung dünnwandiger Dinoflagellatenzysten beim Erhitzen zu vermeiden (DALE 1976). Die Maschenweite von 10 µm bei den Nylon-Gazesieben wurde gewählt, weil nur sehr wenige organische Mikrofossilien in känozoischen Sedimenten kleiner als 10 µm sind. Ein Siebgang mit einem weitmaschigeren Nylonsieb war nicht notwendig, da nach der Behandlung der Proben mit konz. HCl keine Partikel größer als 150 µm vorhanden waren.



**Abb. 8:** Fließdiagramm Probenaufbereitung

Nach der chemischen Behandlung des Probenmaterials wurde aus einem Teil des organischen Rückstandes Streupräparate hergestellt. Als Einbettungsmittel wurde Entellan® der Fa. Merck wegen der geringen Eigenfluoreszenz benutzt. Die hergestellten Präparate sind Dauerpräparate, in denen die Mikrofossilien willkürlich und unorientiert fixiert sind. Der restliche organische Rückstand wurde als Rückstellprobe aufbewahrt.

## 2.5. Auswertung der Streupräparate

Die aus dem organischen Rückstand der Proben hergestellten Streupräparate wurden unter einem Durchlichtmikroskop der Fa. ZEISS Oberkochen vom Typ Axiophot mit verschiedenen

optischen Standardverfahren (Differentieller Interferenzkontrast (DIC), Phasenkontrast (PhK), Fluoreszenzanregung) ausgewertet. Die Palynomorphen wurden bei hohen Vergrößerungen (630x und 1000x) bestimmt und bei 400facher oder 200facher Vergrößerung ausgezählt.

### Relative Häufigkeiten

Die prozentualen Anteile der einzelnen Taxa der marinen Palynoflora wurden bestimmt. Bei den Zählungen wurde angestrebt, eine Gesamtsumme von mindestens 200 Dinoflagellatenzysten zu erreichen. Bei Proben mit niedrigen Dinoflagellatengehalten und geringen Diversitäten erreichte die Gesamtsumme der gezählten Exemplare in einem Streupräparat manchmal nur 100 Exemplare. Darum wurden zum Teil bis zu 3 Streupräparate erstellt und ausgezählt, um eine höhere Anzahl zu erreichen. Die übrigen Taxa der Palynomorphen (Acritarchen, Pollen und Sporen, Pflanzenreste) wurden gleichzeitig mitgezählt. Sie wurden jedoch nicht in die Summe einbezogen, da sie anderen biologischen Gruppen zugehören.

### Fehlerberechnung

Der Fehler der relativen Häufigkeiten wird aus der Quadratwurzel der gezählten Exemplare, dividiert durch die Anzahl der Exemplare, berechnet (STOCKMARR 1971).

$$x' = \sqrt{x^2/x}$$

Bei 200 gezählten Exemplaren liegt der relative Fehler bei 7 %, bei 50 Exemplaren beträgt er 14 %. Proben, die während der Einarbeitung in die Taxonomie am Anfang der Untersuchungen bearbeitet wurden, wurden später noch einmal ausgezählt.

### Berechnung der Zysten-, Sporen- und Pollen- und Pflanzenrestkonzentrationen

Die Berechnung der Konzentrationen erfolgte nach der Methode von STOCKMARR (1971) über die zugefügten *Lycopodium clavatum* Sporen. Streng genommen handelt es sich bei dieser Methode um die Abschätzung der Gehalte innerhalb eines Konfidenzintervalls.

$$\text{Ex.}(g^{-1}) = \frac{a_1 * x}{m * a_2}$$

$a_1$  = Anzahl der zugegebenen *Lycopodium* Sporen

$x$  = Anzahl der originären Palynomorphen

$m$  = Trockenmasse der Probe

$a_2$  = Anzahl der gezählten *Lycopodium* Sporen

Die verwendeten Sporentabletten wurden von Dansk Droge A/S, Ishøj, Danmark hergestellt (Bezugsquelle: Department of Quaternary Geology, Lund, Schweden) mit folgenden Werten:

$x = 13.500$  Sporen pro Tablette

$S = \pm 1543$  Sporen

$V = \pm 2,3 \%$

### Fehlerberechnung

Wie oben erwähnt, handelt es sich bei dieser Methode streng genommen nicht um die Berechnung absoluter Werte, sondern um Abschätzungen innerhalb eines Konfidenzintervalls. Die Genauigkeit der Methode hängt von der Kalibrierung der Tabletten (Varianz  $V$ ), sowie der Summe der gezählten *Lycopodium*-Sporen und der gezählten Palynomorphen ab. Der Fehler berechnet sich aus der Quadratwurzel der Einzelfehler (STOCKMARR 1971).

$$(\%) = \pm 100 * \sqrt{(v^2 + \frac{x^2}{x} + \frac{a_2^2}{a_2})}$$

### Klassifikation der organischen Mikrofossilien

Die botanische Nomenklatur (International Code of Botanical Nomenclature) ist die Grundlage für die Klassifikation der organischen Mikrofossilien botanischer Zugehörigkeit, wie Dinoflagellatenzysten, Pollen und Sporen. Aus der historischen Entwicklung der Forschung existiert für Dinoflagellaten eine duale Nomenklatur. Die Dinoflagellaten werden nach der biologischen, die Dinoflagellatenzysten nach der paläontologischen Nomenklatur bestimmt. In den letzten



Jahren werden auch Nomenklaturen verwendet, die die natürlichen Zusammenhänge zwischen Flagellaten und ihren Zysten berücksichtigen (DALE 1978). Voraussetzung hierfür ist aber, daß Dinoflagellatenzysten eindeutig bestimmten Theken zugeordnet werden können. Dies ist bis jetzt nur in wenigen Fällen gelungen (WALL & DALE 1967; DALE 1983).

Die Taxonomie von Gattung und Art der Dinoflagellatenzysten folgt LENTIN & WILLIAMS (1989) und die Bestimmung erfolgte nach der unter den Taxa angegebenen Literatur (Anhang I). Die teilweise schlechte Erhaltung dünnwandiger Zysten und die ungünstige Orientierung in den permanent eingebetteten Streupräparaten erschwerte oft die einwandfreie Zuordnung zu einem bestimmten Taxon. Wenn die genaue Bestimmung der Zystenart nicht möglich war, wurde die Bestimmung mindestens bis auf die Gattungsebene durchgeführt (z.B. *Spiniferites* spp.).

Acritarchen wurden nach dem Katalog für Acritarchen und Hystrichosphaeridien (EISENACK 1973) bis zur Gattung bestimmt.

Bei Pollen und Sporen existiert, ähnlich wie bei den Dinoflagellaten, eine duale Nomenklatur. Bei rezenten Pollen und Sporen ist die Zuordnung zu bestimmten Pflanzen zweifelsfrei möglich. Deshalb muß in diesen Fällen der Name der Pflanzenart auch für ihre Gameten verwendet werden. Auch für die geologische Vergangenheit, vorwiegend für das Tertiär, aber auch bis in das Perm und Karbon, konnte in manchen Fällen, in denen Pollen oder Sporen in situ in fossilen Pollensäcken oder Sporangien gefunden wurden, die botanische Zugehörigkeit zu bestimmten Pflanzen nachgewiesen werden.

In holozänen, pleistozänen und pliozänen Sedimenten kann man die dispersen Sporomorphae ebenfalls meist ohne weiteres in das natürliche System ihren Trägern zuordnen. Doch bereits im Miozän und erst recht in Schichten des Paläogens treten Schwierigkeiten auf, die verteilten Pollen und Sporen in diese Nomenklatur einzuordnen. Schon die Zuordnung zu größeren botanischen Einheiten wie Familien oder Ordnungen ist oft zweifelhaft. Daher wird für fossile Pollen und Sporen meist eine Nomenklatur verwendet, die auf einer Einteilung nach dem Habitus in mehr oder weniger formelle Formgattungen aufbaut (BOULTER & WILKINSON 1977; MANUM et al. 1989; BOULTER & MANUM 1989). In dieser Arbeit wird die Bestimmung nach der von THOMSON & PFLUG (1953) aufgestellten Nomenklatur und der "Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae", Teil 1-7 von R. POTONIÉ (1956-70) durchgeführt, die eine "halbnatürliche" Einteilung in Formgattungen mit - soweit möglich - dem Bezug zum natürlichen botanischen System. Außerdem wurde die Arbeiten von KRUTZSCH (1957, 1959 u. 1962) zur Bestimmung der Sporomorphen herangezogen.



### 3. Ergebnisse

Am GEOMAR in Kiel wurde von einer Arbeitsgruppe im Rahmen eines DFG-Projektes die Stratigraphie der atlantischen DSDP/ODP-Bohrungen neu bearbeitet. Die Korrelation der stratigraphischen Daten wurde mit einer graphischen Methode durchgeführt (SHAW 1964; DOWSETT 1989) (siehe Kap. 2.1). Die LO- und FO-Ereignisse der Dinoflagellatenzysten (Last Occurrence, First Occurrence = Letztes und Erstes Auftreten), die aus der palynostratigraphischen Bearbeitung hervorgingen, wurden in die Datenbasis der Alters-/Teufendiagramme eingebracht. Die Teufenlagen der stratigraphischen Grenzen mit den Altern nach BERGGREN et al. (1985) wurden aus den Diagrammen interpoliert und für die palynostratigraphische Einteilung benutzt.

Auf den Fototafeln 1-5 (Kap. 8) sind die wichtigsten Dinoflagellatenzysten dargestellt, die in den untersuchten Proben auftraten. Außerdem sind dort auch Pollen, Sporen, Pflanzenreste und Foraminiferen-"tapeten" als Vertreter der terrestrischen Palynomorphen und anderer organischer Mikrofossilien dokumentiert.

#### 3.1. Site 552

Bei der Kernbearbeitung von Site 552 ergab sich eine Teufendifferenz zwischen Hole 552 und Hole 552A von 12,5 m (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY in: ROBERTS et al. 1984). Diese Differenz wurde durch die Addition von 12,5 m auf die Teufenangaben von Hole 552 des Site Reports korrigiert. In dieser Bearbeitung werden die so korrigierten Teufenangaben verwendet.

#### Palynostratigraphie

Die stratigraphischen Daten des Leg-Reports und dieser palynostratigraphischen Bearbeitung werden in einem Alters-/Teufendiagramm dargestellt (Abb. 9). Dabei zeichnet sich in Site 552 ein Hiatus in 182 m Teufe ab, der einen Zeitraum von 10,5 bis 15,2 Ma überdeckt. Die Neubearbeitung der Stratigraphie durch die Arbeitsgruppe am GEOMAR in Kiel ergab für 282 m Teufe ein Höchstalter von 22,3 Ma. Das Auftreten der einzelnen Dinoflagellatenzystenarten ist in einer Reichweitentabelle in **Anhang II** dargestellt.

In der untersten untersuchten Probe Kern 552-12-5 (212,73 m Teufe) treten Dinoflagellatenarten wie *Pentadinium laticinctum*, *Labyrinthinium truncatum* und andere auf (**Anhang II**). Sie belegen das früh-miozäne Alter dieser Sedimente. In der Biskaya (Site 400), der Irminger See (Site 408) und Site 554 werden sie als typische Früh-Miozän Indikatoren beschrieben

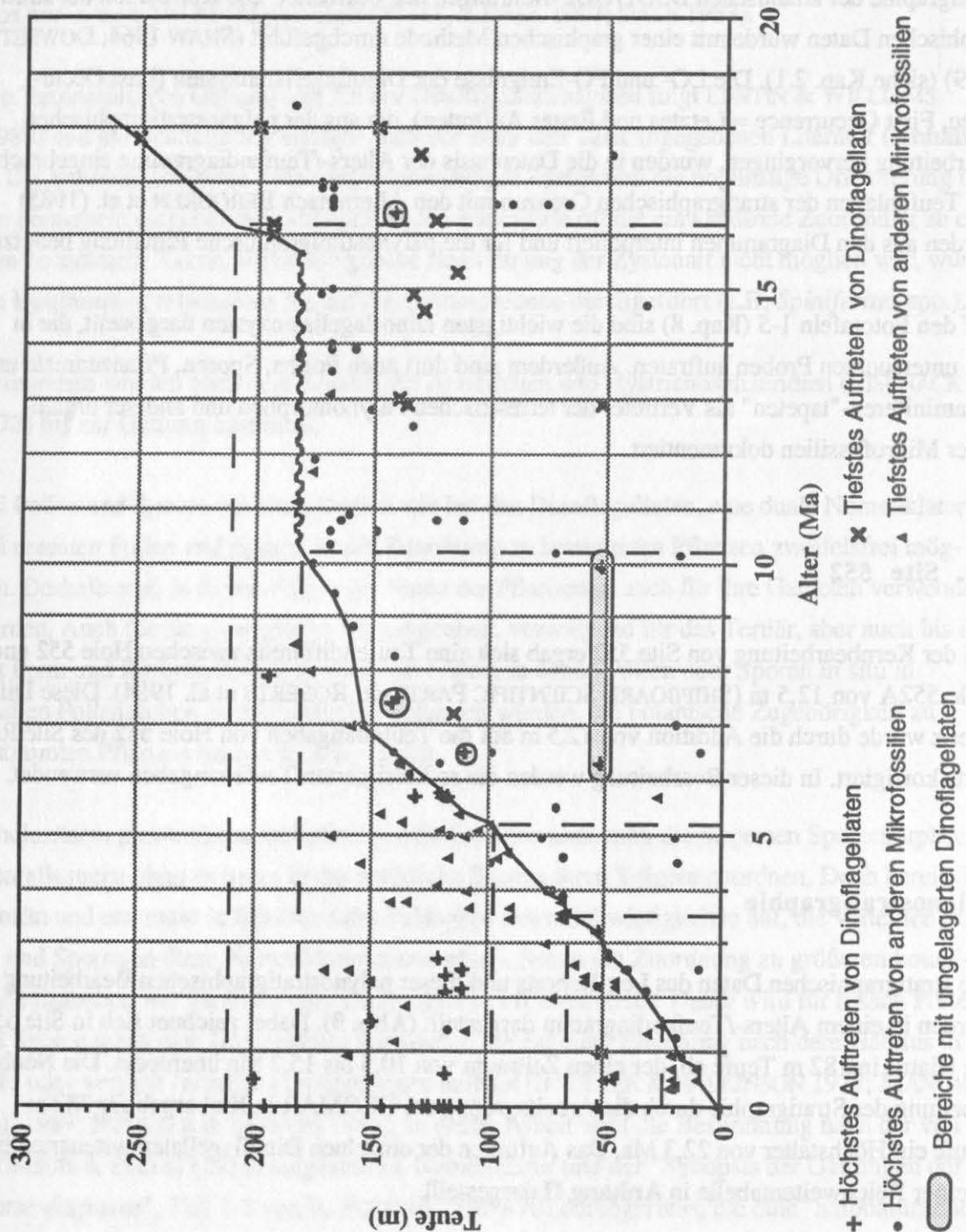
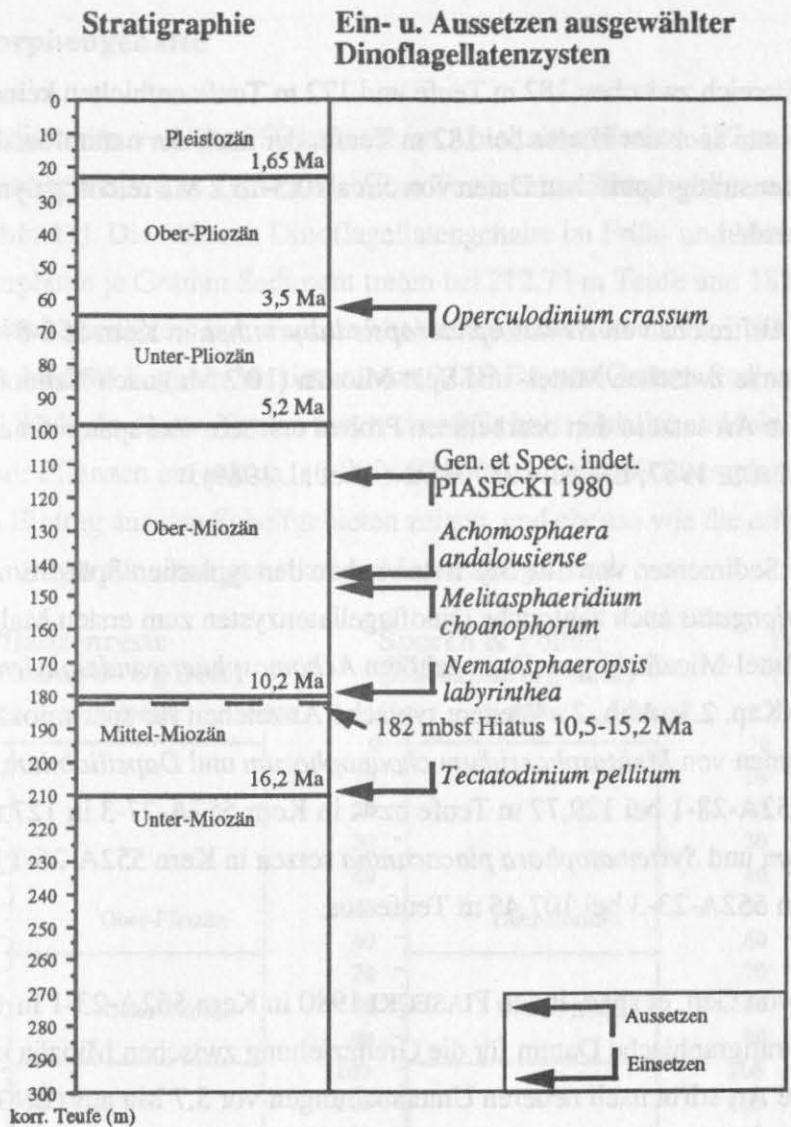


Abb. 9 : Alters-/Teufendiagramm von Site 552 auf der Basis der palynostratigraphischen Bearbeitung und Korrelation der stratigraphischen Daten der nordatlantischen DSDP/ODP Legs durch die Kieler Arbeitsgruppe am GEOMAR (s. Kap. 2.1.), Alter der stratigraphischen Grenzen in Millionen Jahre (Ma) nach BERGGREN et al. (1985)



**Abb. 10:** Site 552: Stratigraphie und Einsetzen bzw. Aussetzen ausgewählter Dinoflagellatenzysten, Alter der stratigraphischen Grenzen in Millionen Jahre (Ma) nach BERGGREN et al. (1985)

(ENGEL 1989). Auch auf dem Vøring Plateau (Leg 104) sind diese Arten charakteristisch für das Früh-Miozän (MANUM et al. 1989).

Die Grenze liegt bei 210 m Teufe. Die palynostratigraphischen Ereignisse, die diese Grenze belegen, sind das erste Auftreten von *Tectatodinium pellitum* und *Impagidinium patulum* in Kern 552-12-1 bei 207,03 m Teufe (Abb. 10). *Diphyes colligerum* tritt zuletzt in Kern 552-12-4 (211,52 m Teufe) auf (Anhang II). Diese Zystenart hat ihre Hauptverbreitung im Paläogen, tritt aber auch noch im Früh-Miozän auf (BUJAK et al. 1980; MANUM et al. 1989).



Die Proben aus dem Bereich zwischen 182 m Teufe und 172 m Teufe enthielten keine Dinoflagellatenzysten. So konnte auch der Hiatus bei 182 m Teufe, der nach der nannofossilstratigraphischen und diatomeenstratigraphischen Daten von circa 10,5-15,2 Ma reicht, palynostratigraphisch nicht belegt werden.

Unterhalb des ersten Auftretens von *Nematosphaeropsis labyrinthea* in Kern 552-8-4 (173,02 m Teufe) liegt die Grenze zwischen Mittel- und Spät-Miozän (10,2 Ma) nach Nannofossilaten bei 180 m Teufe. Diese Art setzt in den bearbeiteten Proben erst sehr viel später ein als in anderen Bearbeitungen (MUDIE 1987; ENGEL 1989; MANUM et al. 1989).

In den spät-miozänen Sedimenten von Site 552 treten neben den typischen Spät-Miozänvertretern wie *Spiniferites elongatus* auch zahlreiche Dinoflagellatenzysten zum ersten Mal auf, deren erstes Auftreten im Mittel-Miozän liegen. Dazu gehören *Achomosphaera andalousiense* und *Spiniferites bentorii* (Kap. 2.1, Abb. 2). Weitere typische Anzeichen für spät-miozäne Floren sind das letzte Erscheinen von *Melitasphaeridium choanophorum* und *Dapsilidinium pseudocolligerum* in Kern 552A-28-1 bei 129,77 m Teufe bzw. in Kern 552A-27-3 in 127 m Teufe. *Tectatodinium psilatum* und *Systematophora placacantha* setzen in Kern 552A-26-1 bei 119,06 m Teufe bzw. in Kern 552A-23-3 bei 107,45 m Teufe aus.

Das letzte Auftreten von Gen. et spec. indet. PIASECKI 1980 in Kern 552A-23-1 in 104,96 m Teufe ist das palynostratigraphische Datum für die Grenzziehung zwischen Miozän und Pliozän bei 98 m Teufe. Diese Art stirbt nach neueren Untersuchungen vor 5,7 Ma aus (ENGEL 1989). Außerdem treten *Achomosphaera ramulifera*, *Impagidinium aculeatum*, *Tectatodinium pellitum* und *Operculodinium* sp. PIASECKI 1980 nicht mehr oberhalb dieser Probe auf.

Das Früh-Pliozän konnte aufgrund der schlechten Kerngewinnung in diesem Abschnitt nicht beprobt werden. Die oberste Probe aus Kern 552-2-1 (64,34 m Teufe) hat bereits ein spät-pliozänes Alter. Nach den nannofossil- und foraminiferen-stratigraphischen Daten kann die Früh-/Spät-Pliozän-Grenze bei 65 m Teufe bestimmt werden. Demnach kann das Vorkommen von *Operculodinium crassum* in der obersten Probe (Kern 552-2-1/64,34 m Teufe) als letztes Auftreten betrachtet werden. In der obersten Probe treten neben *N. labyrinthea*, *Operculodinium centrocarpum* und auch *Spiniferites mirabilis* und *Spiniferites ramosus*, aber auch *Filisphaera filifera* auf. *Ataxiodinium choanum* erscheint im Spät-Pliozän zum ersten Mal.

### Palynomorphengehalte

Aus den Sedimenten von Site 552 konnten im Abschnitt zwischen 182 m Teufe und 172 m Teufe und zwischen 170 m Teufe und 157 m Teufe keine Dinoflagellatenzysten gewonnen werden (Abb. 11). Die höheren Dinoflagellatengehalte im Früh- und Mittel-Miozän von circa 5.000 Exemplaren je Gramm Sediment treten bei 212,73 m Teufe und 183,69 m Teufe unterhalb des mittel-miozänen Hiatus auf und haben ein Alter von ca. 16,3 Ma bzw. 15,3 Ma. Im frühen Spät-Miozän liegt ein Maximum von 9.000 Ex. pro Gramm Sediment in 172,53 m Teufe bei 9,8 Ma. In diesen Teufen treten ebenfalls hohe Gehalte an Holz- und anderen Resten terrestrischer Pflanzen auf mit ca. 10.000, 50.000 bzw. 60.000 Exemplaren/g Sediment, die verstärkten Eintrag aus den Schelfgebieten zeigen, und ebenso wie die erhöhten Zystenkonzentrationen Anzeiger für einen gesunkenen Meeresspiegel sind.

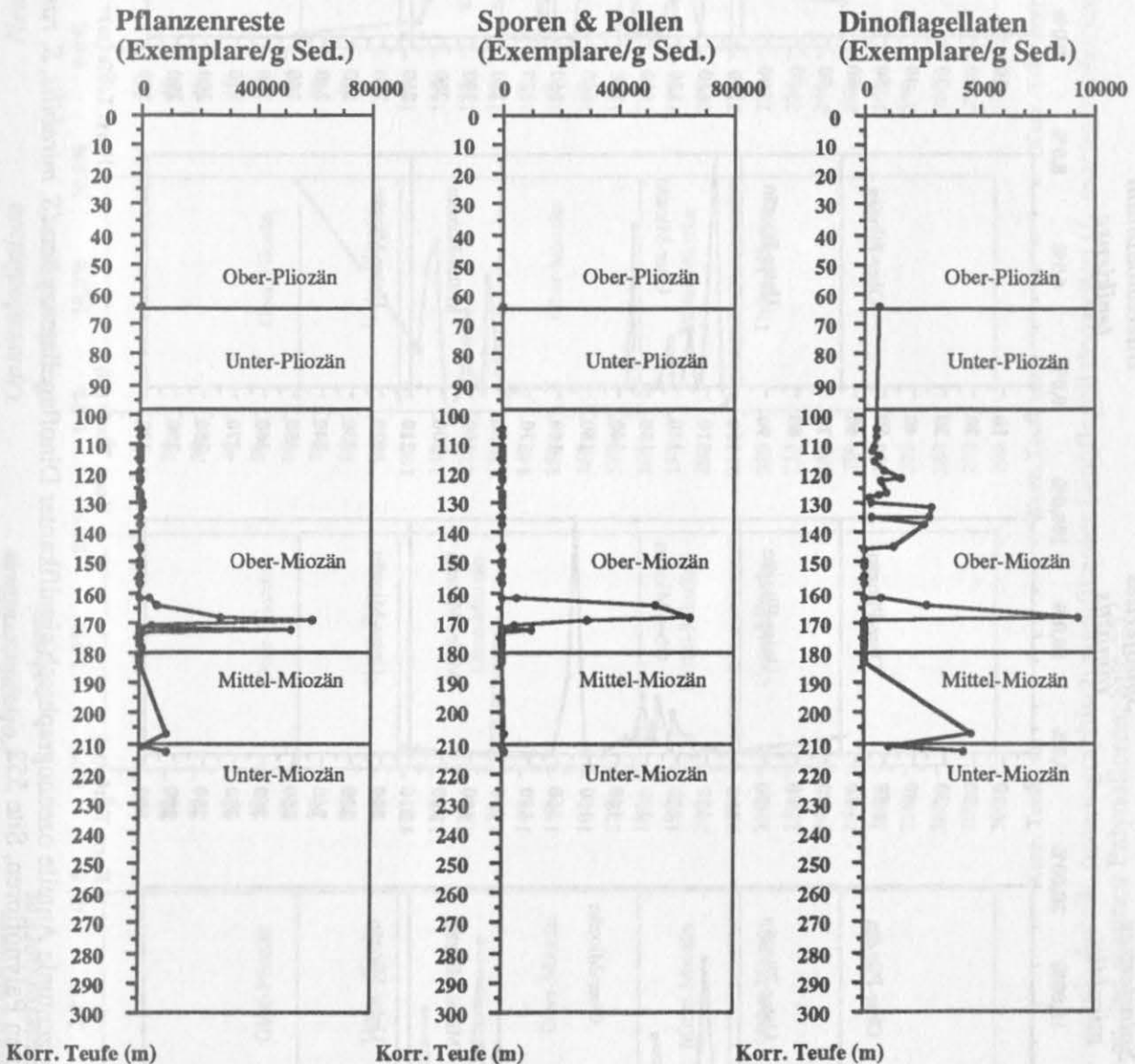
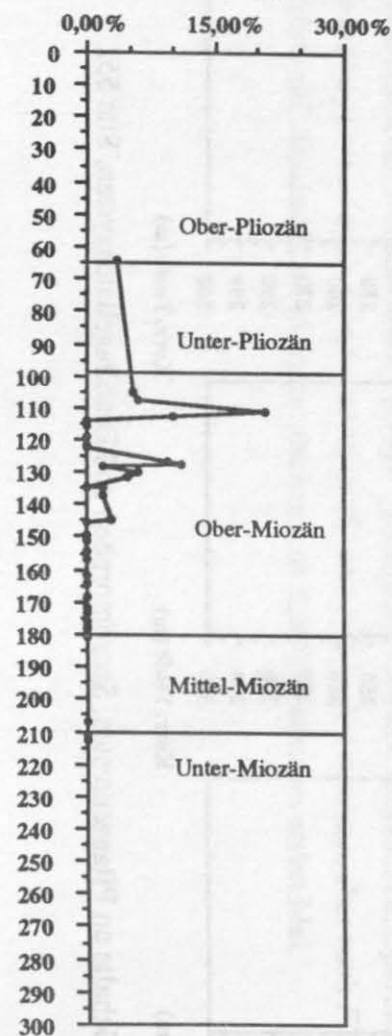
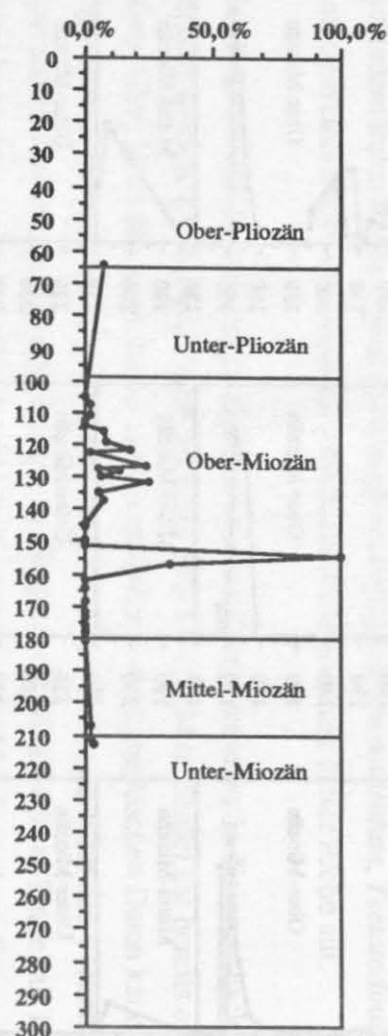


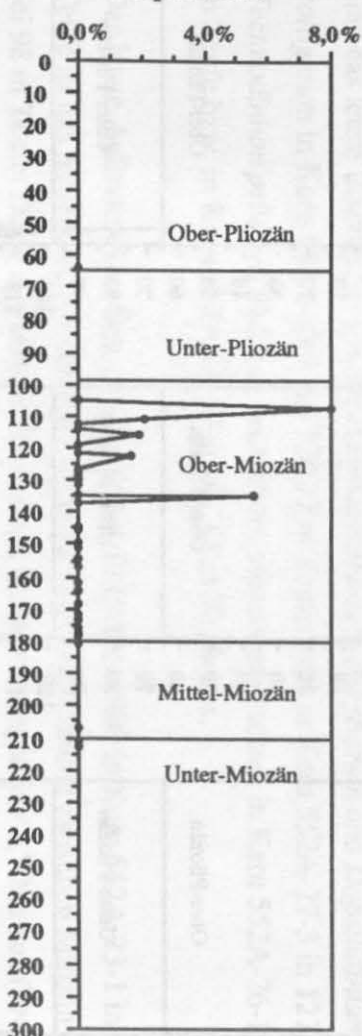
Abb. 11: Gehalte an Pflanzenresten, Sporomorphen und Dinoflagellatenzysten, Site 552

*Spiniferites mirabilis*

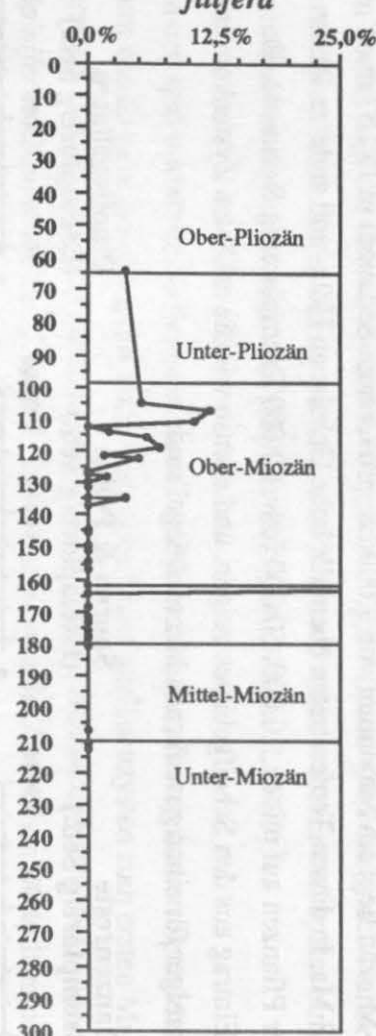
Korr. Teufe (m)

*Spiniferites ramosus*

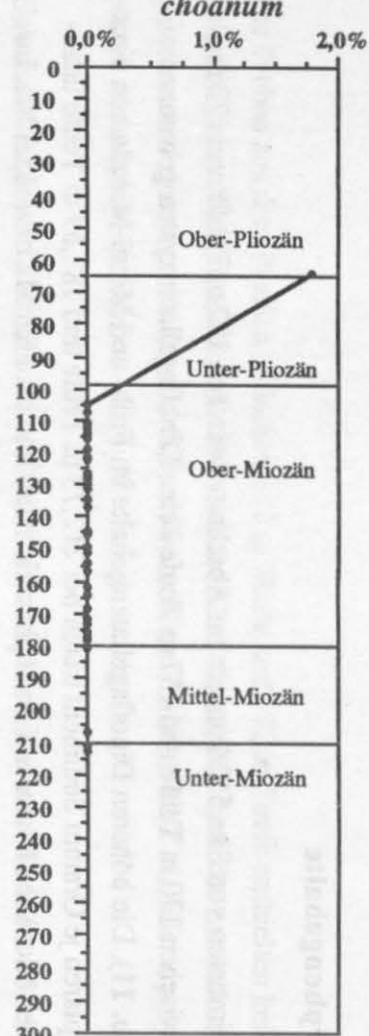
Korr. Teufe (m)

*Bitectatodinium tepikiense*

Korr. Teufe (m)

*Filisphaera filifera*

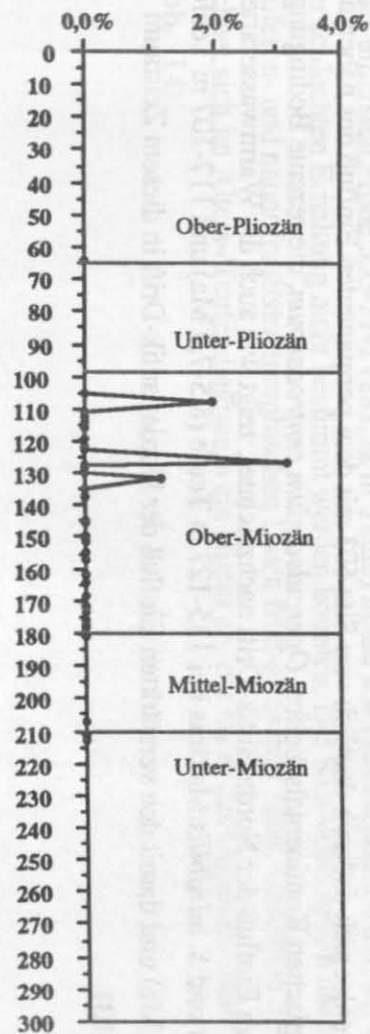
Korr. Teufe (m)

*Ataxiodinium choanum*

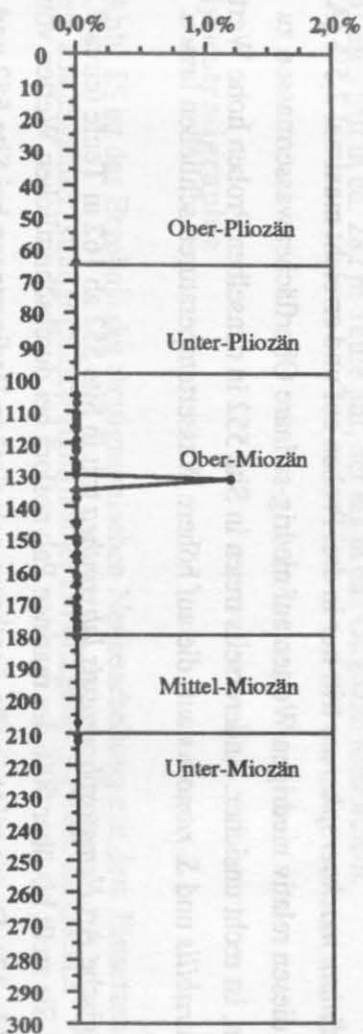
Korr. Teufe (m)

Abb. 12: Prozentuale Anteile ozeanographisch signifikanter Dinoflagellatenzysten (*S. mirabilis*, *S. ramosus*, *B. tepikiense*, *F. filifera* u. *A. choanum*) an den marinen Palynofloren, Site 552

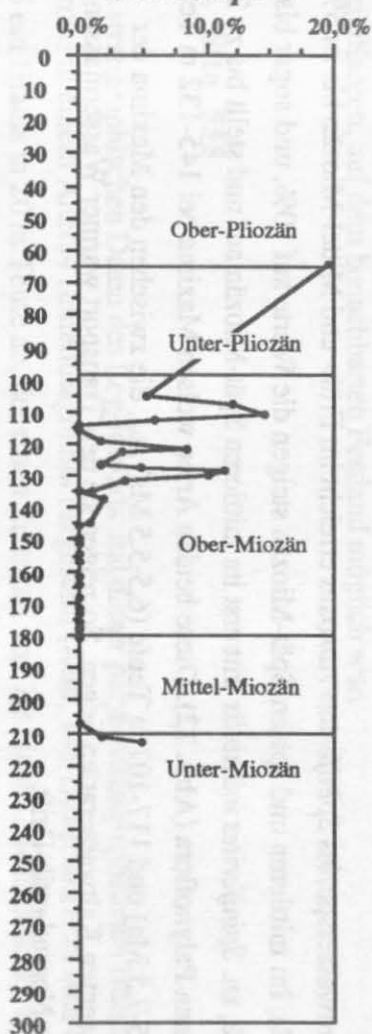


*Lingulodinium machaerophorum*

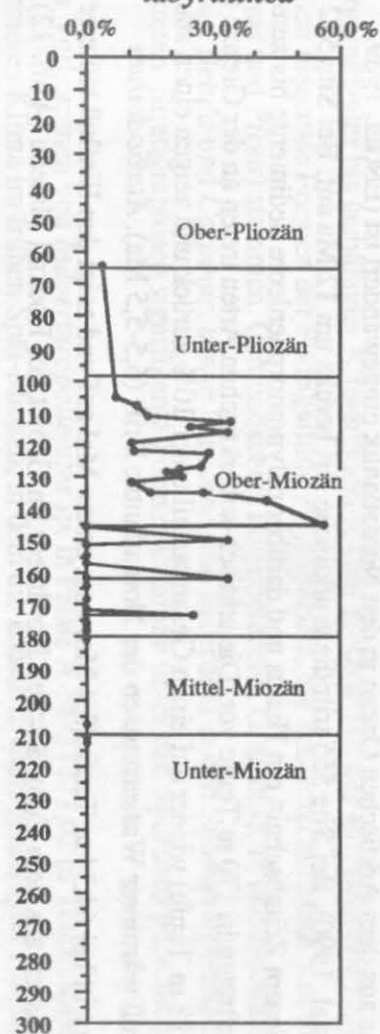
Korr. Teufe (m)

*Polysphaeridium zoharyi*

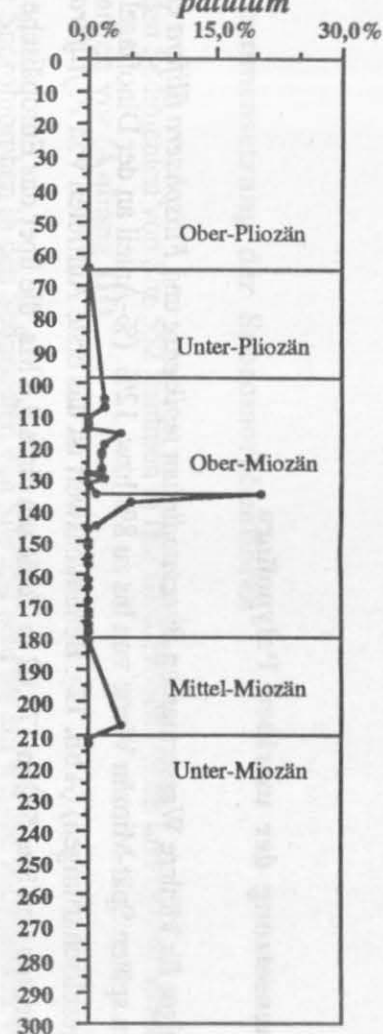
Korr. Teufe (m)

*Operculodinium centrocarpum*

Korr. Teufe (m)

*Nematosphaeropsis labyrinthica*

Korr. Teufe (m)

*Impagidinium patulum*

Korr. Teufe (m)

Abb. 13: Prozentuale Anteile ozeanographisch signifikanter Dinoflagellatenzysten (*L. machaerophorum*, *P. zoharyi*, *O. centrocarpum*, *N. labyrinthica* u. *I. patulum*) an den marinen Palynofloren, Site 552



### Zusammensetzung der marinen Palynoflora

Die Anzeiger für kühlere Wassermassen *Bitectatodinium tepikiense* und *Filisphaera filifera* erreichen im späten Spät-Miozän Werte von bis zu 8% bzw. 12% (%-Anteil an der Dinoflagellatenvergesellschaftungen) (Abb. 12). Bemerkenswert ist das erste Auftreten von *F. filifera* in den Sedimenten von Site 552 in 173,02 m Teufe um circa 9,8 Ma, die über das Europäische Nordmeer aus dem Arktischen Ozean in den Nordatlantik eingewandert ist (ENGEL 1989, MUDIE et al. 1990). Bei Site 555 tritt diese arktische Art bereits um 12 Ma auf. Bei Site 552 liegt in diesem Zeitabschnitt ein Hiatus und darüber palynomorphenleere Sedimente bis zum ersten Auftreten in 170 m Teufe vor. Die arktisch-subarktischen Arten treten an der Grenze zum Pliozän (98 m Teufe) wieder auf einen Gesamtanteil unter 10% zurück und zeigen einen stärkeren Einfluß wärmerer Wassermassen der Nordatlantik-Drift (6,5-5,5 Ma). *Ataxiodinium choanum* tritt bei 64,34 m Teufe (3,4 Ma) zum ersten Mal auf und zeigt den Einfluß kälterer Wassermassen aus dem Europäischen Nordmeer im Gebiet des Rockall Plateau (Abb. 12).

Die Warmwasserspezies *Spiniferites ramosus* erreicht im Früh- und Mittel-Miozän bis zu 5% (Abb. 12). Im mittleren und späten Spät-Miozän steigen die Werte auf 10%, und sogar bis über 20%, an. *Spiniferites mirabilis* tritt erst im mittleren Spät-Miozän auf und stellt bis zu 20% der marinen Palynoflora (Abb. 12). Diese beiden Arten weisen Maxima bei 145-132 m Teufe (etwa 8,5-7,5 Ma) und 117-107 m Teufe (6,5-5,5 Ma) auf, die zwischen den Maxima der obengenannten Kaltwasserarten liegen. So zeigen sie den Transport warmer Wassermassen durch die Nordatlantik-Drift.

*Lingulodinium machaerophorum* tritt nur in drei Proben auf und erreicht maximal 2,5% (Abb. 13). Bei diesen relativ niedrigen Werten auf niedrig-salinare Oberflächenwassermassen zu schließen, ist recht unsicher. Andererseits treten in Site 552 in denselben Proben hohe Werte von *S. mirabilis* und *S. ramosus* auf, die auf höhere Wassertemperaturen schließen lassen.

Die pelagische Art *Nematosphaeropsis labyrinthea* tritt in Site 552 ab 162 m Teufe (circa 9,2 Ma) auf. Sie stellt bis über 50% der marinen Palynoflora bei durchschnittlichen Werten von 20% (Abb. 13). Damit zeigt sie die durchweg pelagischen Bedingungen bei Site 552 und unterscheidet sich dadurch deutlich von Site 603 mit dem permanenten Einfluß des nahen nord-amerikanischen Kontinentalschelfes. *Operculodinium centrocarpum*, die rezente Bedingungen unter dem Einfluß der Nordatlantik-Drift nachzeichnet, zeigt wie auch die Warmwasserarten *S. ramosus* und *S. mirabilis* Maxima bei 135-127 m Teufe (8,5-7,5 Ma) und 117-107 m Teufe (6,5-5,5 Ma) und damit den verstärkten Einfluß der Nordatlantik-Drift in diesem Zeitraum (Abb. 13).

### Zusammensetzung der Sporomorphenfloren

In den Sedimenten von Site 552 kommen in fast allen Proben Pollen und Sporen terrestrischer Pflanzen vor (**Anhang III**).

Die Sporomorphen in den Sedimenten von Site 552 sind bis auf wenige Ausnahmen Vertreter kaltgemäßigter bis gemäßigter Klimaregionen. Den größten Teil der terrestrischen Palynoflora stellen bisaccate Formen der Formgattung *Pityosporites*, die von verschiedenen Koniferen (*Pinus* und *Picea*) stammen. Osmundaceae, Polypodiaceae, Graminaceae und Betulaceae, wie *Alnus*, *Betula* und *Carpinus*, sowie Fagaceae sind außerdem in den Sporomorphenspektren vertreten. Stratigraphisch signifikante Formen kommen unter den Sporomorphen nicht vor.

Das Vorkommen von *Inaperturopollenites* sp. in Probe A-36-2 (171,02 m Teufe) spricht für ein wärmeres Klima im frühen Spät-Miozän, in dem die Existenz warmgemäßigter Pflanzen, wie Taxodiaceen, auf dem benachbarten Festland möglich war.

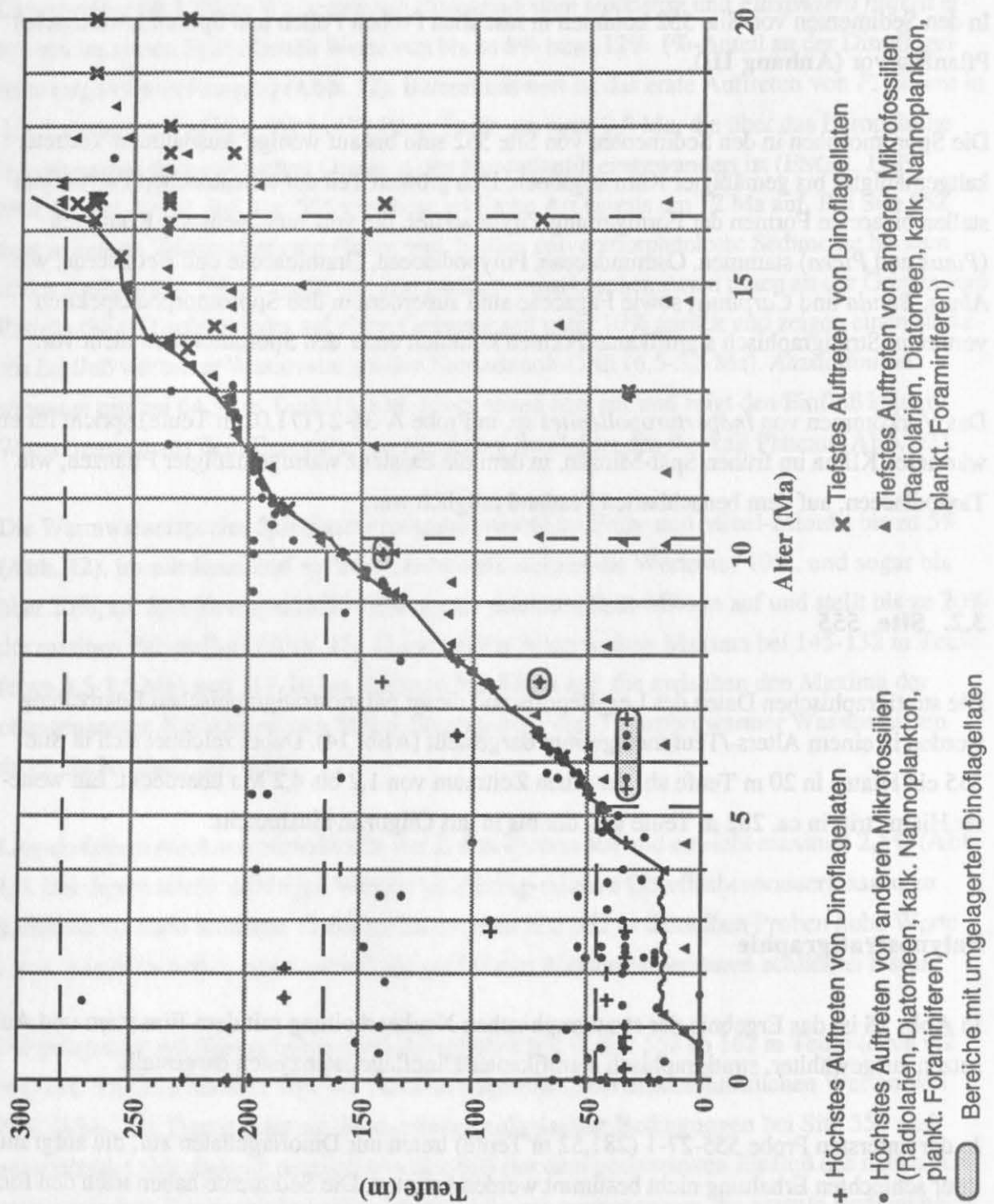
### 3.2. Site 555

Die stratigraphischen Daten des Leg-Reports und dieser palynostratigraphischen Bearbeitung werden in einem Alters-/Teufendiagramm dargestellt (**Abb. 14**). Dabei zeichnet sich in Site 555 ein Hiatus in 20 m Teufe ab, der einen Zeitraum von 1,2 bis 4,2 Ma überdeckt. Ein weiterer Hiatus tritt in ca. 282 m Teufe auf, der bis in das Oligozän hinabreicht.

### Palynostratigraphie

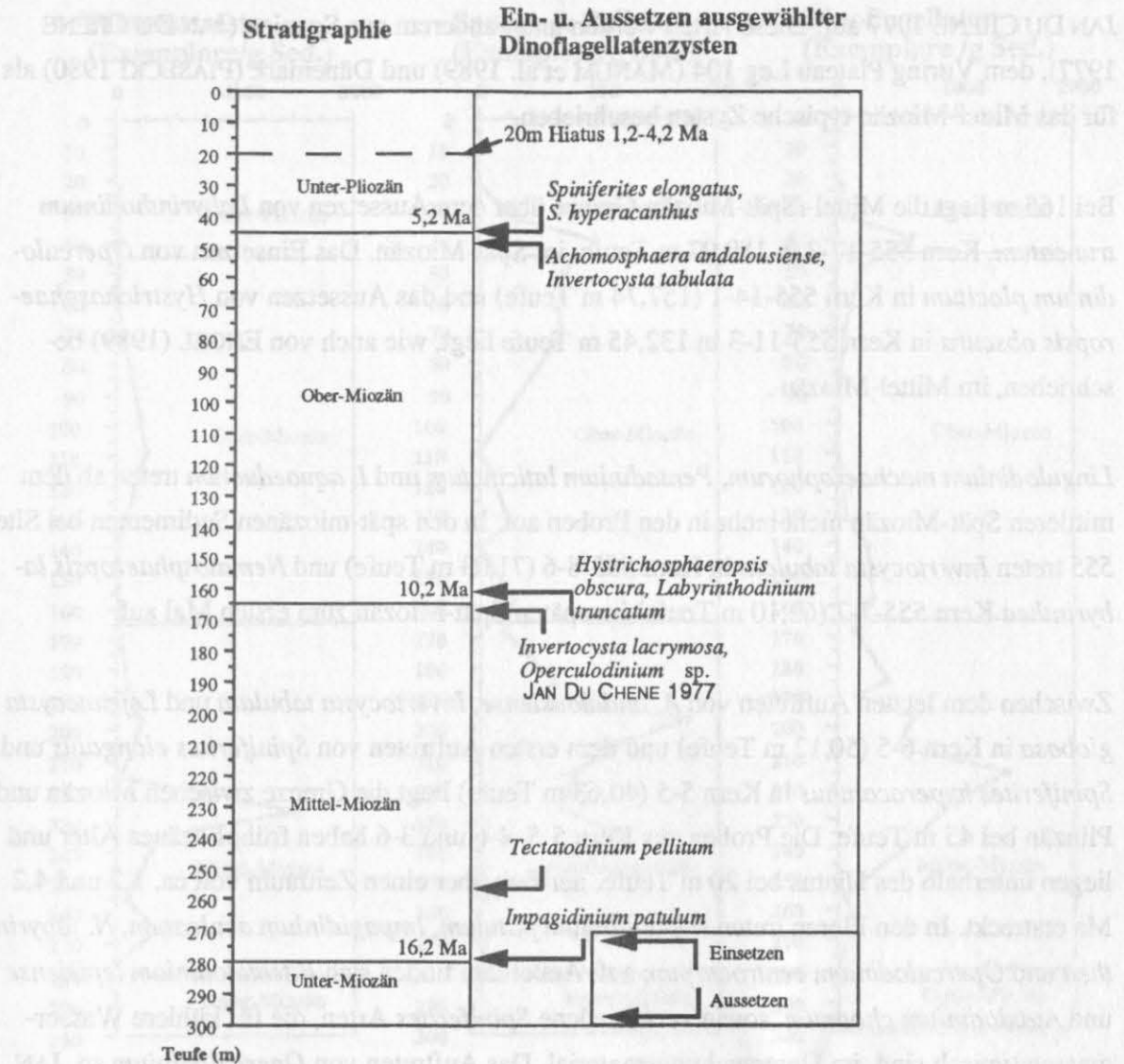
In **Abb. 15** ist das Ergebnis der stratigraphischen Neubearbeitung mit dem Einsetzen und Aussetzen ausgewählter, stratigraphisch signifikanter Dinoflagellatenzysten dargestellt.

In der untersten Probe 555-27-1 (281,52 m Teufe) treten nur Dinoflagellaten auf, die aufgrund ihrer schlechten Erhaltung nicht bestimmt werden konnten. Die Sedimente haben nach den foraminiferen- und nannofossilstratigraphischen Daten früh-miozänes Alter. Unterhalb der Probe zeichnet sich im Alters-/Teufendiagramm ein Hiatus ab, der bis in das Oligozän hinabreicht (**Abb. 14**).



**Abb. 14 :** Alters-/Teufendiagramm von Site 555 auf der Basis der palynostratigraphischen Bearbeitung und Korrelation der stratigraphischen Daten der nordatlantischen DSDP/ODP Legs durch die Kieler Arbeitsgruppe am GEOMAR (s. Kap. 2.1.), Alter der stratigraphischen Grenzen in Millionen Jahre (Ma) nach BERGGREN et al. (1985)





**Abb. 15:** Stratigraphie und Einsetzen bzw. Aussetzen ausgewählter Dinoflagellatenzysten, Site 555, Alter der stratigraphischen Grenzen in Millionen Jahre (Ma) nach BERGGREN et al. (1985)

Die Grenze zwischen den beiden untersten Abteilungen des Neogens wurde bei 280 m bestimmt (Abb. 14). Sie liegt unter dem ersten Auftreten von *Impagidinium patulum* in Kern 555-26-3 (275,12 m Teufe) und *Tectatodinium pellitum* in Kern 555-24-3 (256,92 m Teufe) (Abb. 15). Das Aussetzen typischer Früh-Miozän Anzeiger konnte wegen der schlechten Erhaltung der Palynoflora in Probe 555-27-1 nicht beobachtet werden (Anhang IV).

Das Mittel-Miozän wird durch Dinoflagellatenzysten wie *Spiniferites bentorii*, *Impagidinium aqueductum*, Gen. et spec. indet. PIASECKI 1980 und *Achomosphaera andalusiense* angezeigt. Außerdem treten *Thalassiphora delicata*, *Thalassiphora pelagica* und *Operculodinium* sp.

JAN DU CHÉNE 1977 auf. Diese Arten werden unter anderem aus Spanien (JAN DU CHÉNE 1977), dem Vøring Plateau Leg 104 (MANUM et al. 1989) und Dänemark (PIASECKI 1980) als für das Mittel-Miozän typische Zysten beschrieben.

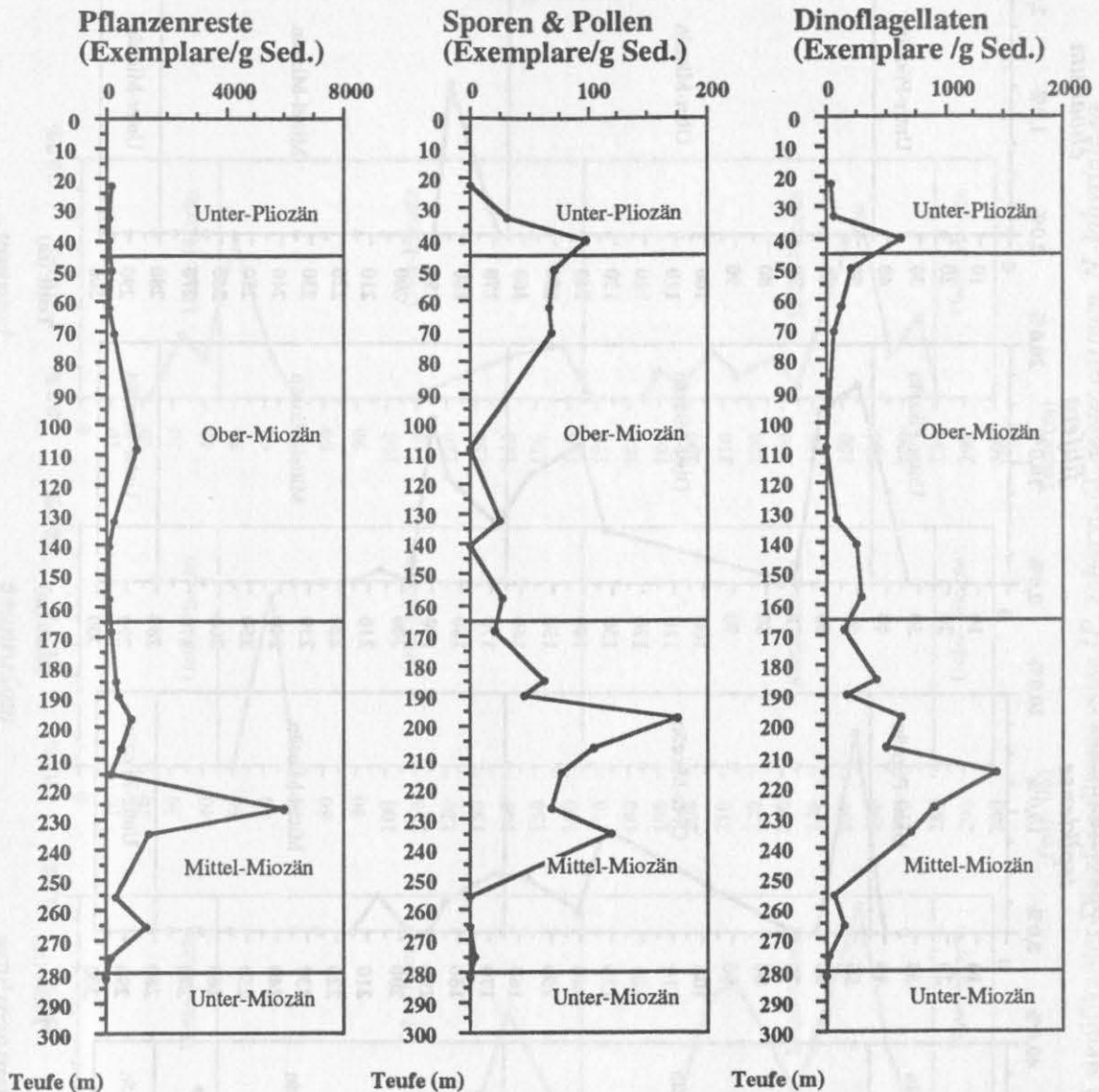
Bei 165 m liegt die Mittel-/Spät-Miozän-Grenze über dem Aussetzen von *Labyrinthodinium truncatum*, Kern 555-17-3 in 189,97 m Teufe, im Spät-Miozän. Das Einsetzen von *Operculodinium placitum* in Kern 555-14-1 (157,74 m Teufe) und das Aussetzen von *Hystriosphaeopsis obscura* in Kern 555-11-3 in 132,45 m Teufe liegt, wie auch von ENGEL (1989) beschrieben, im Mittel-Miozän.

*Lingulodinium machaerophorum*, *Pentadinium laticinctum* und *I. aquaeductum* treten ab dem mittleren Spät-Miozän nicht mehr in den Proben auf. In den spät-miozänen Sedimenten bei Site 555 treten *Invertocysta tabulata* in Kern 555-8-6 (71,03 m Teufe) und *Nematosphaeropsis labyrinthea* Kern 555-7-7 (62,10 m Teufe) im späten Spät-Miozän zum ersten Mal auf.

Zwischen dem letzten Auftreten von *A. andalousiense*, *Invertocysta tabulata* und *Lejeunecysta globosa* in Kern 6-5 (50,12 m Teufe) und dem ersten Auftreten von *Spiniferites elongatus* und *Spiniferites hyperacanthus* in Kern 5-5 (40,63 m Teufe) liegt die Grenze zwischen Miozän und Pliozän bei 45 m Teufe. Die Proben aus Kern 5-5, 4-6 und 3-6 haben frühpliozänes Alter und liegen unterhalb des Hiatus bei 20 m Teufe, der sich über einen Zeitraum von ca. 1,2 und 4,2 Ma erstreckt. In den Floren treten *Impagidinium patulum*, *Impagidinium aculeatum*, *N. labyrinthea* und *Operculodinium centrocarpum* auf. Außerdem finden sich *Bitectatodinium tepikiense* und *Ataxiodinium choanum*, sowie verschiedene *Spiniferites* Arten, die für kühlere Wassermassen typisch sind, im Untersuchungsmaterial. Das Auftreten von *Operculodinium* sp. JAN DU CHÉNE 1977 in Kern 4-6 (32,5 m Teufe) ist auf die Aufarbeitung älterer Sedimente zurückzuführen.

### Palynofazies

Die Gehalte terrestrischer Komponenten der Palynoflora bleiben in den Sedimenten von Site 555 weit hinter den Werten von Site 603 am Fuß des Kontinentalhanges von Nordamerika im westlichen Nordatlantik, aber auch von Site 552, nur 150 km südwestlich, am Rand des Rockall Plateau zurück. Der Gehalt an Pflanzenresten erreicht "nur" Spitzenwerte von bis 6.000 Exemplaren/g Sediment (Abb. 16). Die Unterschiede gegenüber Site 552 liegen in der relativen Hoehlage der Bohrlokation. Die hohen Werte von Site 603 sind auf den Einfluß des Kontinentalschelfes zurückzuführen.



**Abb. 16:** Gehalte an Pflanzenresten, Sporomorphen und Dinoflagellatenzysten, Site 555

Die Maximalwerte der Pflanzenrestgehalte von ca. 1.000 bis 6.000 Exemplaren/g Sediment liegen in Teufen von 265,27 m, 226,52 m, 197,43 m und 108,83 m (15,5, 12,5, 11,5 und 7,5 Ma); sie korrespondieren mit schwereren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (WRIGHT et al. 1992), die eine Abkühlung sowohl der Tiefenwassermassen als auch der Oberflächenwassermassen in Glazialen anzeigen. Die hohen Gehalte an Pflanzenresten sind auf das Sinken des Meeresspiegels aufgrund der Bindung großer Wassermassen in Gletschern auf dem Festland zurückzuführen und dokumentieren einen verstärkten Eintrag allochthonen Materials von Schelfgebieten. Sporen und Pollen erreichen in Site 555 Werte bis zu 160/g Sediment. Auch die Häufigkeitsmaxima dieser terrestrischen Komponente der Mikroflora liegen bei ca. 235,32 m, 197,43 m, 184,97 m, 132,45 m, 71,03 m und 40,63 m (12,8, 11,5, 10,8, 8,3, 6,5 und 5 Ma), in Teufen die schwe-



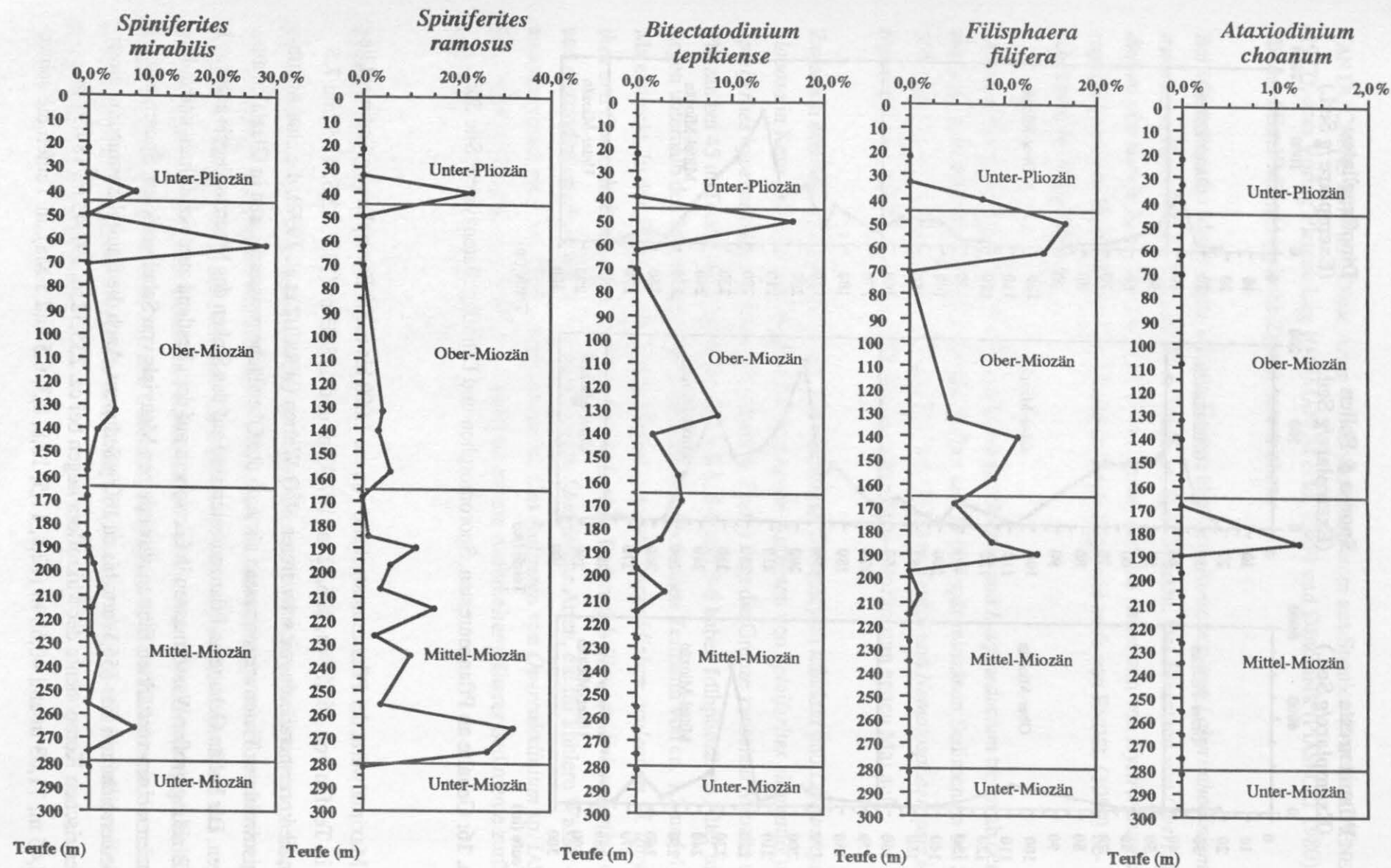


Abb. 17: Prozentuale Anteile ozeanographisch signifikanter Dinoflagellatenzysten (*S. mirabilis*, *S. ramosus*, *B. tepikiense*, *F. filifera* u. *A. choanum*) an den marinen Palynofloren, Site 555



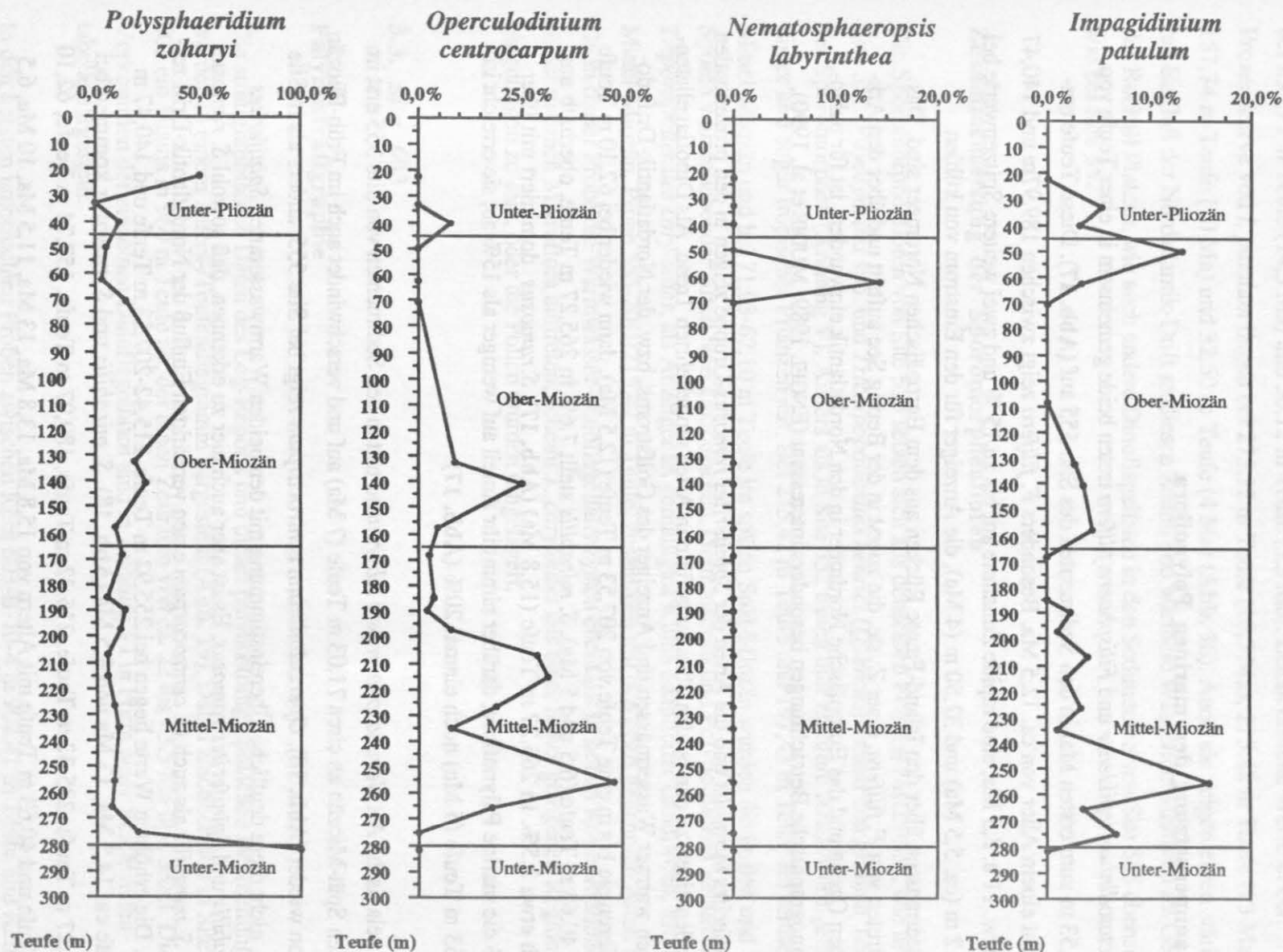


Abb. 18: Prozentuale Anteile ozeanographisch signifikanter Dinoflagellatenzysten (*P. zoharyi*, *O. centrocarpum*, *N. labyrinthea* u. *I. patulum*) an den marinen Palynofloren, Site 555

ren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten entsprechen (WRIGHT et al. 1992). Diese Übereinstimmungen zeigen auch bei Site 555 die Erosion von Schelfsedimenten während der Zeiten abgesenkten Meeresspiegels und deren Eintrag in die Meeresbecken.

### Zusammensetzung der marinen Palynoflora

*Bitectatodinium tepikiense* und *Filisphaera filifera* treten beide gemeinsam in einer Teufe von 207,53 m zum ersten Mal in den Sedimenten des Site 555 auf (Abb. 17). Diese Teufe entspricht einem Alter von ca. 12,5 Ma. Besonders *F. filifera* zeigt zwischen 189,97 m und 140,47 m, bzw. 11 u. 8,5 Ma, eine rapide Zunahme auf bis zu 15 % und zwei weitere Spitzenwerte bei 50,12 m (ca. 5,5 Ma) und 32,50 m (4 Ma), die Anzeiger für den Einstrom von kühlen Wassermassen über den Island-Färøe Rücken aus dem Europäischen Nordmeer sind. Das Auftreten von *F. filifera*, einer Zyste, die zuerst in der Bering See auftritt und über den Arktischen Ozean und das Europäische Nordmeer in den Nordatlantik einwandert, ist für paläo-ozeanographische Betrachtungen besonders interessant (ENGEL 1989; MUDIE et al. 1990).

*Spiniferites mirabilis* und die Arten der *Spiniferites ramosus*-Gruppe zeigen in den prozentualen Anteilen einen zu den beiden oben aufgeführten Arten umgekehrten Trend. Als Dinoflagellatenzysten warmer Wassermassen und Anzeiger des Golfstroms, bzw. der Nordatlantik-Drift dominieren sie bis in eine Teufe von 207,53 m Teufe (12,5 Ma), dann wieder bei 62,10 m Teufe und 40,63 m Teufe (6,5 und 5 Ma). *S. mirabilis* stellt 7,6% in 265,27 m Teufe, oberhalb nur noch etwa 2,5%. In 265,27 m Teufe (15,8 Ma) (Abb. 17). *S. ramosus* dominiert mit über 30% die marine Palynoflora, darüber nimmt ihr Anteil auf weniger als 15% ab; sie erreicht in 40,63 m Teufe (5 Ma) noch einmal 20% (Abb. 17).

Die pelagische Art *Nematosphaeropsis labyrinthea* tritt in den Sedimenten von Site 555 erst im späten Spät-Miozän ab circa 71,03 m Teufe (7 Ma) auf und verschwindet auch im Früh-Pliozän schon wieder (Abb. 18). *Operculodinium centrocarpum* zeigt bei Site 555, anders als in Site 552, nicht diese deutliche Übereinstimmung mit den beiden Warmwasserarten *Spiniferites mirabilis* und *Spiniferites ramosus*. Es ist aber auch hier zu erkennen, daß sowohl *S. ramosus* und *S. mirabilis* als auch *O. centrocarpum* einen verstärkten Einfluß der Nordatlantik-Drift zeigen. Die erhöhten Werte liegen bei 255,92 m Teufe, 215,42-207,53 m Teufe und 140,47 m Teufe ca. 14,5 Ma, 13 Ma und 9,5 Ma (Abb. 18). *S. mirabilis* und *S. ramosus* kommen bei 265,27 m Teufe, 235,32 m Teufe, 215,42 m Teufe, 189,97 m Teufe, 157,74 m Teufe, 62,10 m Teufe und 40,63 m Teufe mit Altern von 15,8 Ma, 13,8 Ma, 13 Ma, 11,5 Ma, 10 Ma, 6,5 Ma und 5 Ma in größeren Anteilen vor (Abb. 17). Das Häufigkeitsmaximum zwischen 8,5-7,5 Ma (Site 552) wird bei Site 555 nicht deutlich. Die nordatlantisch-ozeanische Art *Impagi-*

*dinium patulum* zeigt auch in den Proben den wechselnden Einfluß der Nordatlantik-Drift auf die marine Palynoflora. Hohe Werte mit mehr als 10 % treten allerdings nur in zwei Proben auf: bei 255,92 m Teufe (14,5 Ma) und 50,12 m Teufe (5,5 Ma). Leicht erhöhte Werte in der Prozentkurve von *I. patulum* liegen bei 275,12 m Teufe (16,5 Ma), 215,42 m Teufe (13 Ma), 157,74 m Teufe (10 Ma) und 32,50 m Teufe (4 Ma) (Abb. 18). Auch sie zeigen einen stärkeren Einfluß der Nordatlantik-Drift zu diesen Zeiten und wärmere Wassertemperaturen im Gebiet des Rockall Plateau, wie auch andere Dinoflagellaten in den Sedimenten von Site 555 ebenso wie bei Site 552.

### Zusammensetzung der Sporomorphenfloren

Die Sporomorphenfloren von Site 555 setzen sich aus denselben Formen zusammen, wie in Site 552. *Pityosporites* spp. und *Tricolpopollenites henrici* (*Quercus*) stellen den größten Teil der Sporomorphen (Anhang V). Anders als in Site 552 treten hier mehrere Arten warmgemäßiger und sogar tropischer Pflanzen auf. Bei 215,42 m Teufe und 197,43 m Teufe im mittleren Mittel-Miozän und bei 71,03-62,10 m Teufe im späten Spät-Miozän wurden die Pollen und Sporen wärmeliebender Arten, wie *Taxodiaceen*, *Graminaceen* und *Polypodiaceen* identifiziert. *Triporopollenites coryloides*, als Anzeiger an gemäßigtes Klima adaptierter Landfloren, tritt im Mittel-Miozän, Probe 555-20-1/215,42 m Teufe, zusammen mit den oben genannten Arten auf. Da in dieser Probe die Warmwasser-Dinoflagellatenzysten ebenfalls in hohen Konzentrationen in der marinen Mikroflora auftreten, scheint *T. coryloides* aus einer höher gelegenen Region eingetragen zu sein, oder die Pollen wurden umgelagert.

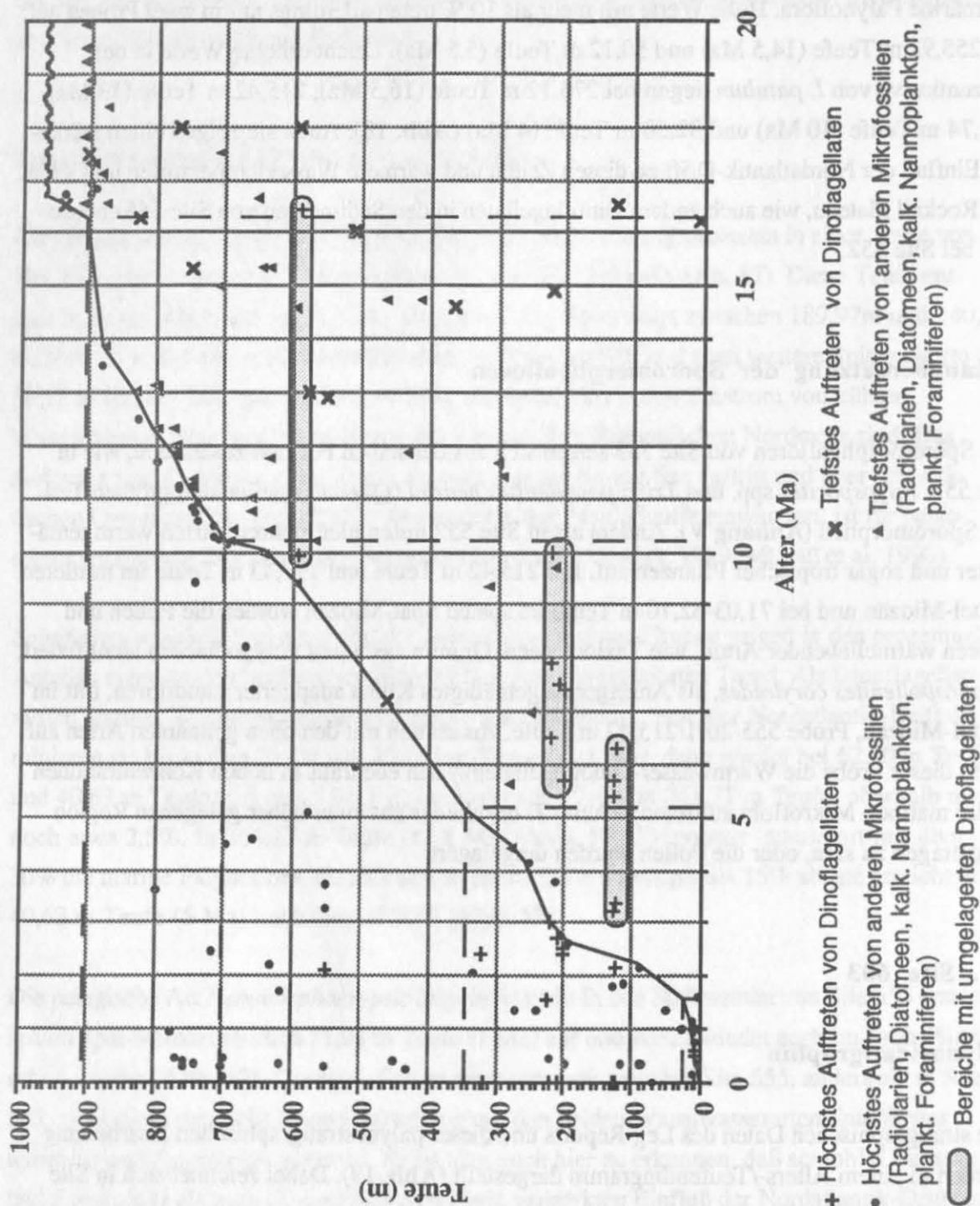
### 3.3. Site 603

#### Palynostratigraphie

Die stratigraphischen Daten des Leg-Reports und dieser palynostratigraphischen Bearbeitung werden in einem Alters-/Teufendiagramm dargestellt (Abb. 19). Dabei zeichnet sich in Site 603 ein Hiatus in 960 m Teufe ab, der einen Zeitraum von ca. 22 bis 43,5 Ma überdeckt. Die Vorkommen der einzelnen Dinoflagellaten sind in Anhang VI in Form einer Reichweitentabelle dargestellt.

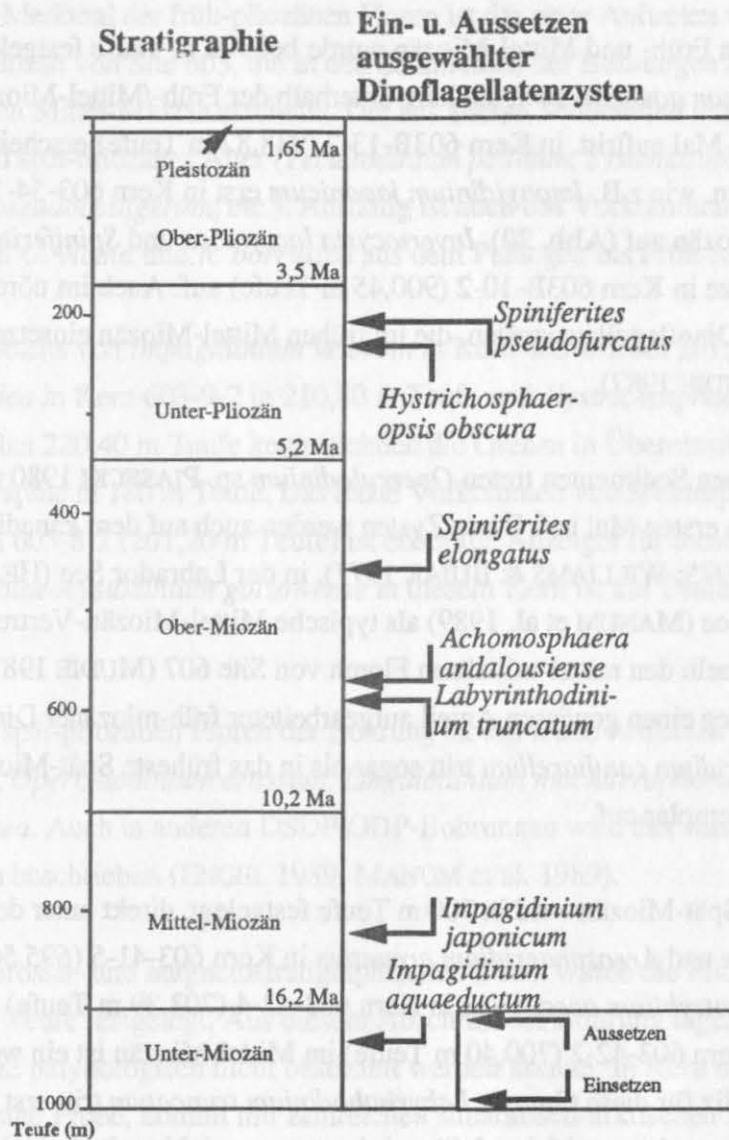
In den tiefsten untersuchten Proben zwischen Kern 603-B-10-4 in 902,41 m Teufe und Kern 603B-13-3 in 940,08 m Teufe treten Dinoflagellatenzysten auf, die mit ihrem ersten Auftreten ein paläogenes bis früh-miozänes Alter anzeigen: *Impagidinium aquaeductum*, *Operculodinium*





**Abb. 19 :** Alters-/Teufendiagramm von Site 603 auf der Basis der palynostratigraphischen Bearbeitung und der Überarbeitung und Korrelation der stratigraphischen Daten der nordatlantischen DSDP/ODP Legs durch die Kieler Arbeitsgruppe am GEOMAR (s. Kap. 2.1.), Alter der stratigraphischen Grenzen in Millionen Jahre (Ma) nach BERGGREN et al. (1985)





**Abb. 20:** Stratigraphie und Einsetzen bzw. Aussetzen ausgewählter Dinoflagellatenzysten, Site 603, Alter der stratigraphischen Grenzen in Millionen Jahre (Ma) nach BERGGREN et al. (1985)

*crassum*, *Impagidinium patulum*, *Melitasphaeridium choanophorum*. Das Vorkommen von *Glaphyrocysta vicina* und *Rottnestia borussica*, Relikte alttertiärer Palynofloren, spricht ebenfalls für das früh-miozäne Alter. Allerdings belegen hohe Gehalte terrestrischer Palynomorphen in diesem Bereich den verstärkten Eintrag vom Schelf in die Tiefsee-Ebene (Abb. 21), wobei auch die Umlagerung alttertiärer Schelfsedimente nicht ganz auszuschließen ist. Das Vorkommen vereinzelter, schlecht erhaltener Exemplare dieser beiden Zystenarten in früh-pliozänen Sedimenten ist sicher auf Aufarbeitung zurückzuführen. In Sedimenten auf dem Vøring Plateau, Leg 104, werden *G. vicina* und *R. borussica* aus dem Mittel-Eozän bis Mittel-Oligozän beschrieben (MANUM et al. 1989).

Die Grenze zwischen Früh- und Mittel-Miozän wurde bei 902 m Teufe festgelegt (Abb. 19). Während *Impagidinium aquaeductum*, die kurz unterhalb der Früh-/Mittel-Miozän Grenze, vor 16,5 Ma, zum ersten Mal auftritt, in Kern 603B-13-2 (938,82 m Teufe) erscheint, treten andere Dinoflagellatenzysten, wie z.B. *Impagidinium japonicum* erst in Kern 603-54-1 (823,70 m Teufe) im Mittel-Miozän auf (Abb. 20). *Invertocysta lacrymosa* und *Spiniferites bentorii* treten direkt über der Grenze in Kern 603B-10-2 (900,45 m Teufe) auf. Auch im nördlichen Nordatlantik werden diese Dinoflagellatenzysten, die im frühen Mittel-Miozän einsetzen, zur Grenzziehung benutzt (MUDIE 1987).

In den mittel-miozänen Sedimenten treten *Operculodinium* sp. PIASECKI 1980 und *Impagidinium aculeatum* zum ersten Mal auf. Diese Zysten werden auch auf dem kanadischen Schelfgebiet (WILLIAMS 1975; WILLIAMS & BUJAK 1977), in der Labrador See (HEAD et al. 1989) und der Norwegen See (MANUM et al. 1989) als typische Mittel-Miozän-Vertreter beschrieben. Die Palynofloren ähneln den mittel-miozänen Floren von Site 607 (MUDIE 1987). Außerdem enthalten sie durchweg einen gewissen Anteil aufgearbeiteter früh-miozäner Dinoflagellatenzysten. *Cordosphaeridium cantharellum* tritt sogar bis in das früheste Spät-Miozän in den Proben als einzelnes Exemplar auf.

Die Grenze Mittel-/Spät-Miozän wird in 700 m Teufe festgelegt, direkt unter dem ersten Einsetzen von *I. aculeatum* und *Areosphaeridium arcuatum* in Kern 603-41-5 (695,50 m Teufe). Das Aussetzen von *Homotryblium oceanicum* in Kern 603-42-4 (703,39 m Teufe) und *Homotryblium pallidum* in Kern 603-42-2 (700,40 m Teufe) im Mittel-Miozän ist ein weiteres palynostratigraphisches Indiz für diese Grenze. *Labyrinthodinium truncatum* tritt erst in Kern 603-31-1 (593,30 m Teufe) zum letzten Mal auf. Sie wird unter gemeinhin mit einem letzten Auftreten im frühesten Spät-Miozän beschrieben (ENGEL 1989). Im frühen Spät-Miozän treten zahlreiche Dinoflagellatenzysten zum ersten Mal auf, die mit ihrem ersten Auftreten in anderen Bohrungen bis in das Mittel-Miozän hinabreichen (MANUM et al. 1989). Dies sind *Achomosphaera andalousiense*, *Operculodinium* sp. JAN DU CHÉNE 1977, *Operculodinium israelianum* und Gen. et spec. indet. PIASECKI 1980.

Unterhalb des letzten Auftretens von *Operculodinium* sp. PIASECKI 1980 in Kern 603-14-5 (320,40 m Teufe) liegt die Grenze zwischen Miozän und Pliozän in 345 m Teufe, wie sie auch in der biostratigraphischen Synthese von MOULLADE (1987) beschrieben wird. In Kern 603-14-2 (316,40 m Teufe) treten *Batiacasphaera curiosa*, *Hystrichostrogylon* sp. EDWARDS 1984 und *Pyxidiniopsis* sp. PIASECKI 1980 zum ersten Mal auf.

Ein besonderes Merkmal der früh-pliozänen Floren ist das erste Auftreten von *Filisphaera filifera* im Früh-Plioziän von Site 603, die in den Sedimenten der Bohrungen auf dem Rockall Plateau bereits im Mittel-Mioziän erscheint. Der aus älteren Sedimenten umgelagerte Florenanteil hat überwiegend spät-miozänes Alter (*Tectatodinium pellitum*, *Systematophora placacantha*, *Dapsilidinium pseudocolligerum*, etc.). Auffällig ist auch das Vorkommen von umgelagerten Exemplaren von *G. vicina* und *R. borrusica* aus dem Paläogen bis Früh-Mioziän.

Das letzte Auftretens von *Impagidinium velorum* in Kern 603-8-2 bei 201,20 m Teufe, *Batiac-sphaera sphaerica* in Kern 603-9-2 in 210,80 m Teufe und *Hystriosphaeopsis obscura* in Kern 603-10-2 bei 220,40 m Teufe kennzeichnen die Grenze in Übereinstimmung mit der Magnetostratigraphie in 180 m Teufe. Das letzte Vorkommen von *Melitasphaeridium choanophorum* in Kern 603-8-2 (201,20 m Teufe) ist ebenfalls Anzeiger für diese Grenze. Das Vorkommen von *Palaeocystodinium golzowense* in diesem Kern ist auf Umlagerung zurückzuführen.

Typisch für die spät-pliozänen Floren der Bohrung ist das letzte Auftreten von *Spiniferites pseudofurcatus*, *Operculodinium crassum*, *Lingulodinium machaerophorum* und *Nematosphaeropsis labyrinthica*. Auch in anderen DSDP/ODP-Bohrungen wird das Aussterben dieser Arten im Spät-Plioziän beschrieben (ENGEL 1989; MANUM et al. 1989).

Nach den nannofossil- und magnetostratigraphischen Daten wurde die Plioziän-/Pleistozän-Grenze in 23 m Teufe festgelegt. Aus diesem Abschnitt der Bohrung lagen keine Proben vor, sodaß die Grenze palynologisch nicht bestimmt werden konnte. In Kern 603-1-5 bei 6,7 m Teufe, der obersten Probe, kommt mit zahlreichen subarktisch-arktischen Arten eine typisch pleistozäne Palynoflora mit Dinoflagellaten, wie *Ataxiodinium choanum*, *Filisphaera filifera* und *Brigantedinium*-Arten, vor.

### Palynomorphengehalte

Die neogenen Sedimente von Site 603 lassen sich mit Hilfe der Gehalte an Pflanzenpartikeln, Sporen und Pollen und Dinoflagellatenzysten in zwei Bereiche gliedern (Abb. 21).

Der erste Bereich ist das Früh- und Mittel-Mioziän. Charakteristisch sind hohe Gehalte an organischen Mikrofossilien. Die Dinoflagellatenzysten erreichen Werte zwischen 5.000 und 20.000 Individuen/g Sediment, die Sporen und Pollen weisen Maxima bis 29.000 bei durchschnittlichen Gehalten von 10.000 Individuen/g Sediment und die Holz- und Kutikulenreste 5.000-29.000 Exemplare/g Sediment auf.



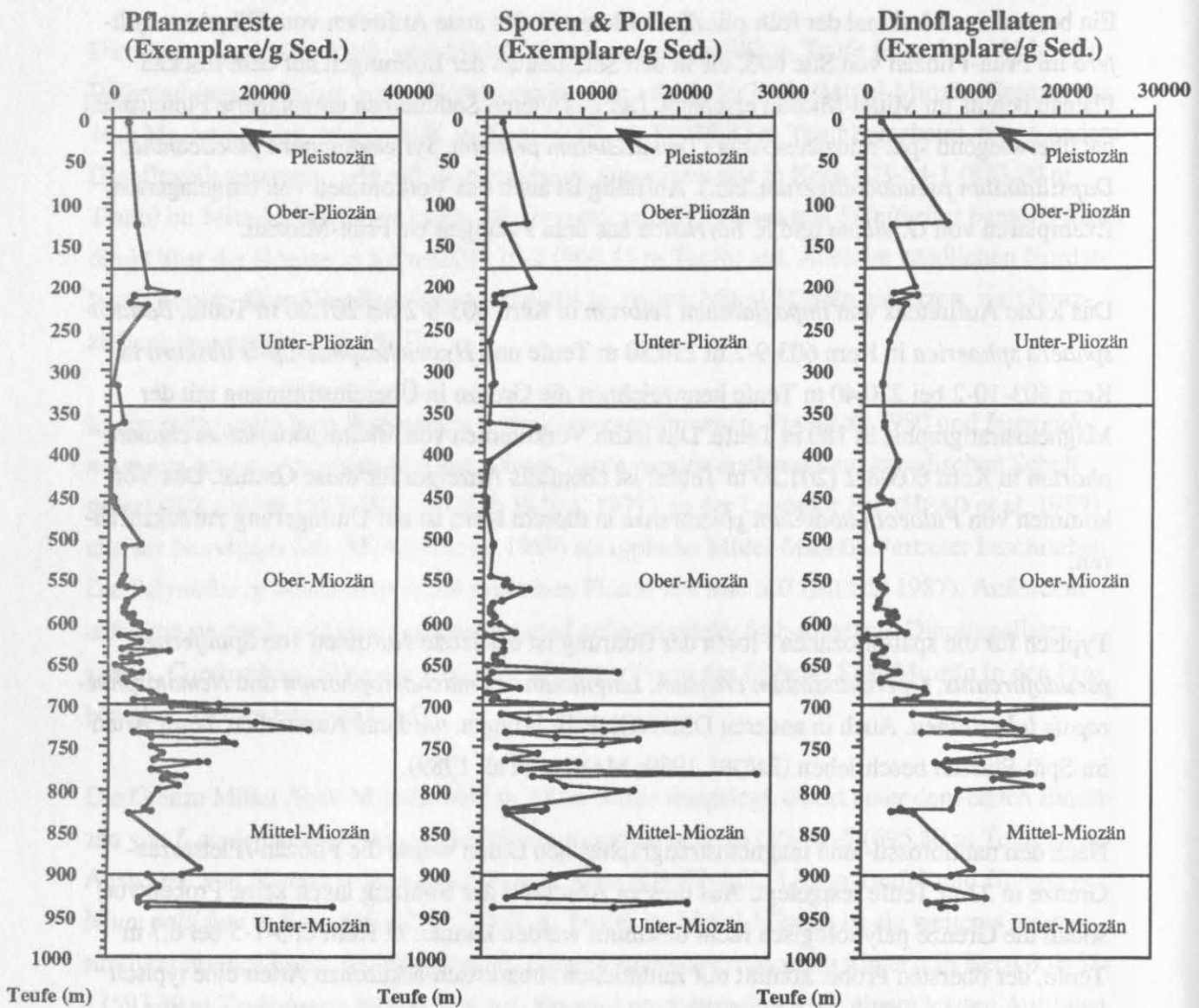


Abb. 21: Gehalte an Pflanzenresten, Sporomorphen und Dinoflagellatenzysten, Site 603

Die Gehalte schwanken rasch und zeugen von rapiden Wechseln der Eintrags- und Umweltbedingungen. Die Maximalwerte der terrestrischen Komponenten in 933,72 m Teufe, 899,42 m Teufe, 824,70 m Teufe, 780,20 m Teufe, 769,10 m Teufe, 722,60 m Teufe und 703,39 m Teufe mit Altern von ca. 16,5, 16,0, 14, 12, 11,3, 10,5 und 10,3 Ma dokumentieren Zeiten mit abgesenktem Meeresspiegel. Aufgrund des verkleinerten Schelfbereiches und durch Erosion von Schelfsedimenten wird vermehrt terrestrisches organisches Material in die Tiefsee eingetragen. Gleichzeitig liegen auch erhöhte Zystengehalte in 929,22 m, 892,42 m, 824,76 m, 796,60 m, 780,20 m, 769,10 m, 756,80 m, 738,80 m, 722,60 m und 703,39 m Teufe vor. Die hohen Gehalte terrestrischer und mariner Palynomorphen in denselben Proben zeigen, daß auch der marine Anteil zum großen Teil vom Kontinentalschelf eingetragen wurde. Allerdings konnten in



den meisten Fällen keine Unterschiede in der Erhaltung oder der Fluoreszenz festgestellt werden und man kann somit zumindest von parautochthoner Ablagerung sprechen.

Der zweite Bereich umfaßt das Spät-Miozän, das Pliozän und das Pleistozän. Die Sedimente weisen deutlich geringere Gehalte an organischen Mikrofossilien auf. Dinoflagellatengehalte zwischen 1.000 und 9.000 Individuen/g Sediment und Sporen u. Pollen- und Pflanzenrestgehalte von maximal 5.000 bzw. 8.000 Exemplaren/g Sediment sprechen von einem deutlich verringerten Einfluß des Schelfgebietes auf den Sedimentationsraum. Die höchsten Gehalte terrestrischer Komponenten bei 368,40 und 213,80 m Teufe (5,5 und 3,7 Ma) fallen mit Maxima neritischer Dinoflagellatenzysten zusammen und sprechen auch zu dieser Zeit von einem abgesenkten Meeresspiegel und einem stärkeren Eintrag vom Neritikum in das Pelagial.

### Zusammensetzung der marinen Palynoflora

Die subarktisch-arktische Dinoflagellatenzyste *Filisphaera filifera* tritt in Site 603 zum ersten Mal in 224,90 m Teufe (3,8 Ma) im späten Früh-Pliozän auf (Abb. 22). Auf dem Rockall Plateau, Site 555, erscheint diese Art ab dem Mittel-Miozän vor ca. 12,5 Ma in den Sedimenten und in der Norwegen See auf dem Vøring Plateau bereits um 14,5 Ma (MANUM et al. 1989). Im zentralen Nordatlantik bei Site 611 und der Labrador See (Site 645) tritt sie oberhalb der Miozän-/Pliozän-Grenze (5,2 Ma) auf (MUDIE et al. 1990). In den aufeinanderfolgenden Zeiten des ersten Auftretens dieser Art zeigt sich deren Ausbreitung vom Europäischen Nordmeer über den östlichen Nordatlantik und den zentralen Nordatlantik nach Westen. *F. filifera* erreicht in Site 603 ca. 2% der Palynoflora und dokumentiert so den schwächeren Einfluß kalter Wassermassen als in Site 552 und 555, wo sie Werte bis zu 20% erreicht. Eine weitere subarktische Spezies, *Bitectatodinium tepikiense*, tritt bereits in 368,40 m Teufe (5,5 Ma) im späten Spät-Miozän zum ersten Mal auf (Abb. 22), während es auf Island und dem nordamerikanischen Kontinent zu Vergletscherungen kommt (MUDIE & HELGASON 1983; WOLFE 1978, 1980).

Die Warmwasserart *Spiniferites ramosus* stellt im Früh- und Mittel-Miozän zwischen 5% und 25% der marinen Palynoflora (Abb. 22). Im jüngeren Neogen, ab 10,2 Ma, erreicht sie nur noch maximal 10%. Vom Früh-Miozän bis zum frühen Spät-Miozän können die Minima der Prozentkurve in 938,82 m Teufe, 914,57 m Teufe, 799,40 m Teufe, 796,40 m Teufe und 722,60 m Teufe (16,5, 16,3, 12,5, 12,2 u. 10,5 Ma) mit den Basen der Isotopenzonen Mi2 bis Mi7 von MILLER et al. (1991a,b) und WRIGHT et al. (1992) korreliert werden, die Interglazialen entsprechen und sich in den schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven der planktischen und benthischen Foraminiferen, die an verschiedenen DSDP/ODP-Bohrungen im Atlantik gemessen wurden, dokumentieren. *Spiniferites mirabilis* zeigt ebenfalls Minimalwerte, die mit den Isoto-

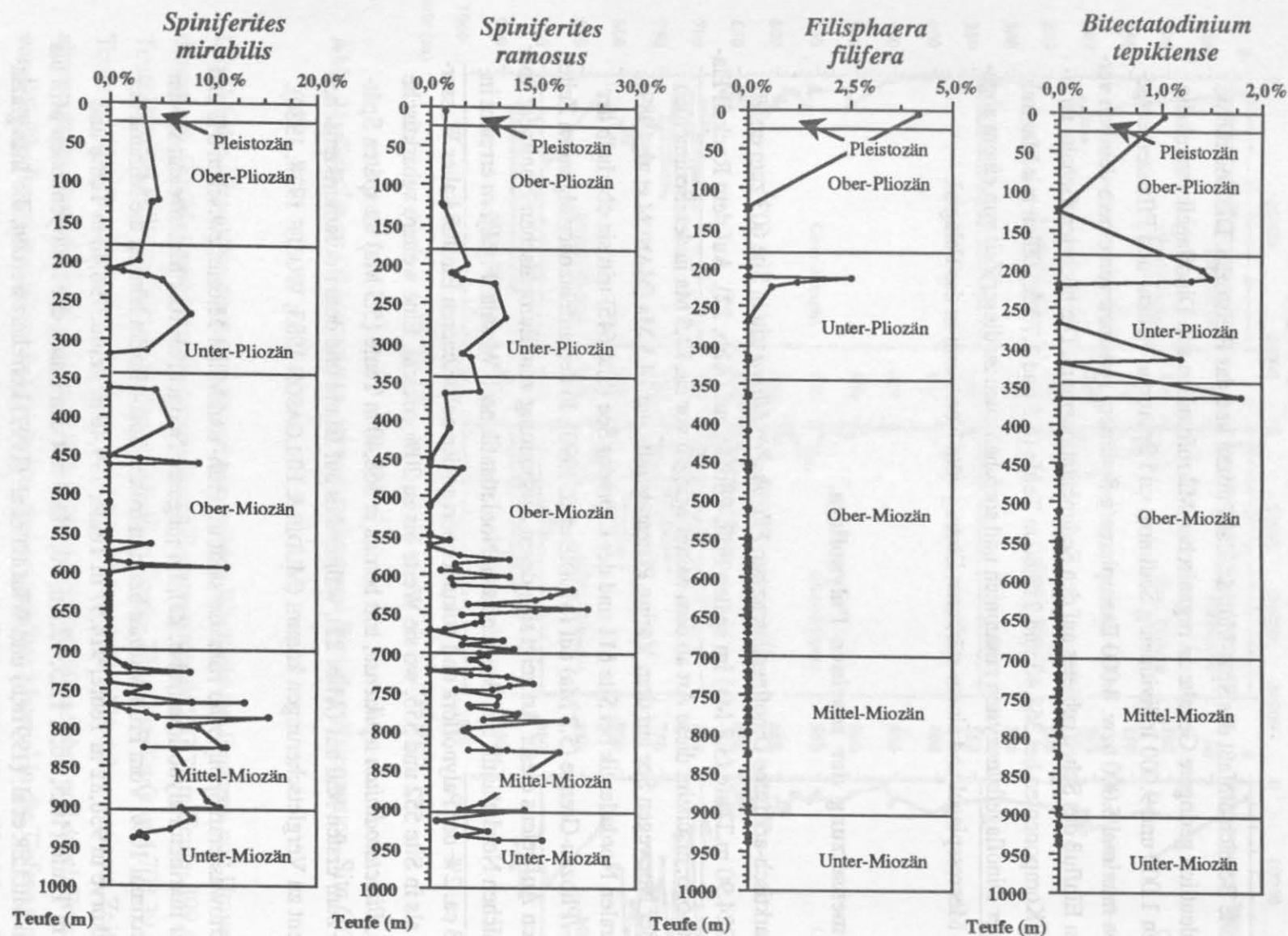


Abb. 22: Prozentuale Anteile ozeanographisch signifikanter Dinoflagellatenzysten (*S. mirabilis*, *S. ramosus*, *F. filifera* u. *B. tepikiense*) an den marinen Palynofloren, Site 603

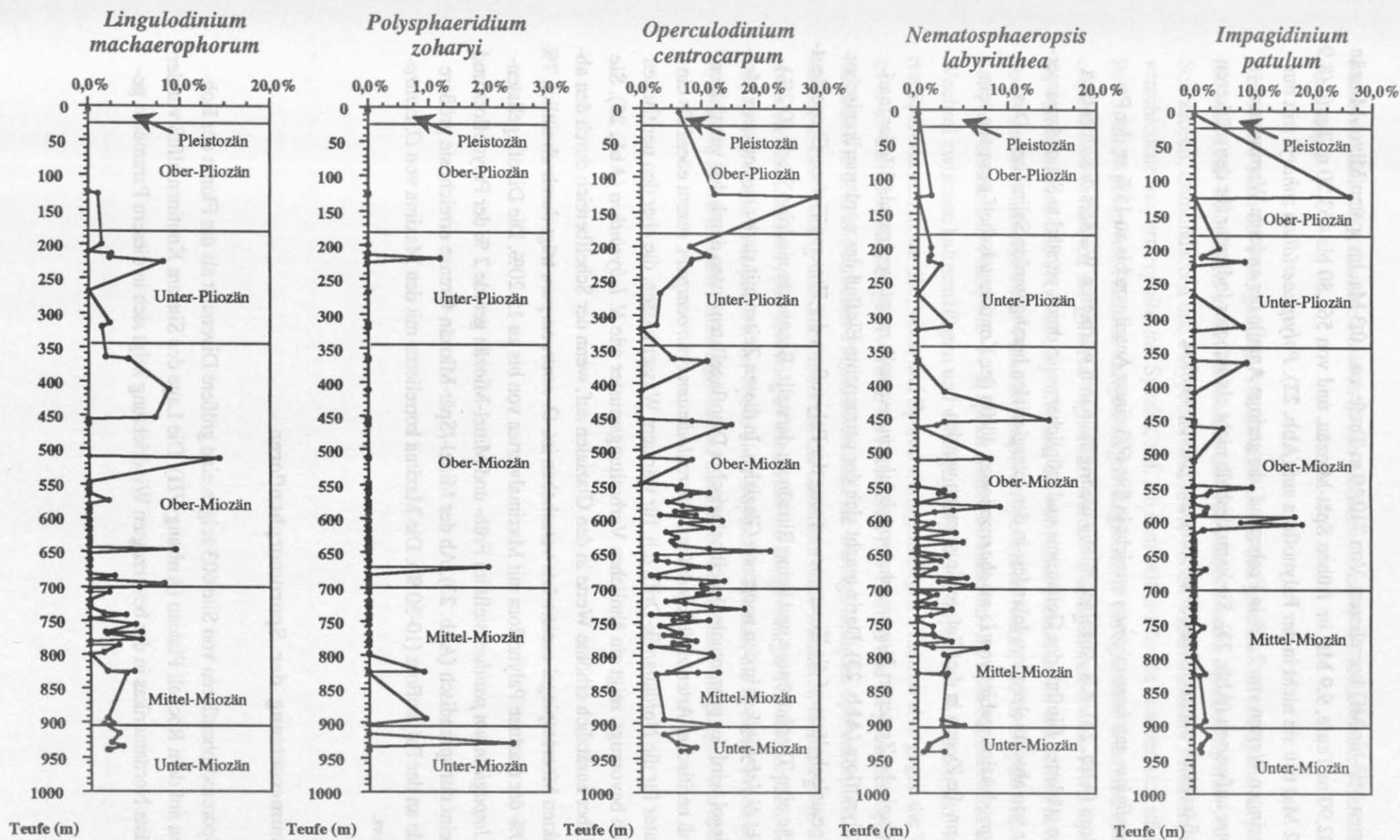


Abb. 23: Prozentuale Anteile ozeanographisch signifikanter Dinoflagellatenzysten (*L. machaerophorum*, *P. zoharyi*, *O. centrocarpum*, *N. labyrinthea* u. *I. patulum*) an den marinen Palynofloren, Site 603



penzonen Mi3 bis Mi7 korrelieren. Von 710,10 m Teufe, ca. 10,3 Ma, im späten Mittel-Miozän bis 602,90 m Teufe, 9,9 Ma, im frühen Spät-Miozän, und von 563,80 bis 463,20 m Teufe (8,9 bis 7,2 Ma) tritt sie nicht in der Palynoflora auf (Abb. 22). *Polysphaeridium zoharyi* tritt nur mit geringen Werten von 2,5% in Proben auf, die geringe Anteile der anderen Warmwasservertreter aufweisen (Abb. 23). Sie kann deshalb nicht als sicherer Indikator für den stärkeren Einfluß tropisch-subtropischer Wassermassen genutzt werden.

*Lingulodinium machaerophorum* erreicht in Site 603 einen Anteil von bis zu 15% an der Palynoflora (Abb. 23). Als Anzeiger relativ niedrig salinaren wärmeren Wassers dokumentiert sie den stärkeren Einfluß des Golfstroms und möglicherweise durch verstärkte Schmelzwasserzufuhr von abschmelzendem Inlandeis in den Interglazialen herabgesenkte Salinitäten. Das Hauptproduktionsgebiet von *L. machaerophorum* dürfte der Kontinentalschelf gewesen sein, von dem die Zysten in die Tiefsee eingetragen wurden.

Die pelagische Zystenart *Nematosphaeropsis labyrinthea* stellt meist weniger als 5% der marinen Palynoflora (Abb. 23). Darin macht sich der permanente Einfluß des nordamerikanischen Kontinentalschelfes auf die Zusammensetzung der Palynoflora der Hatteras Tiefsee-Ebene deutlich, die eine Thaphozönose und keine Biozönose darstellt. Besonders niedrige Werte (0-2%) erreicht *N. labyrinthea* in den neogenen Glazialen. In diesen Zeiten mit stark abgesenktem Meeresspiegel wird der prozentuale Anteil pelagischer Dinoflagellatenzysten durch den verstärkten Einfluß neritischer Arten zurückgedrängt. *Operculodinium centrocarpum*, rezent ebenfalls ein Indikator für die Nordatlantik-Drift, d.h. für wärmere Wassermassen, die aber den neritischen Bereich bevorzugt, zeigt ein ähnliches Verbreitungsmuster wie *N. labyrinthea* (Abb. 23). Sie weist aber zusätzlich erhöhte Werte in den Glazialen auf, wenn der Schelfbereich durch den abgesenkten Meeresspiegel ozeanwärts verschoben ist. *O. centrocarpum* trägt durchschnittlich 7% bis 10% der marinen Palynoflora mit Maximalwerten von bis zu 15-20%. Die Dinoflagellatenzyste *Impagidinium patulum* stellt im Früh- und Mittel-Miozän gerade 2 % der Palynoflora und erscheint nur sporadisch (Abb. 23). Ab der Mittel-/Spät-Miozän-Grenze erreicht sie größere Anteile an der Palynoflora (10-30 %). Die Maxima korrelieren mit den Maxima von *O. centrocarpum*.

### Zusammensetzung der Sporomorphenfloren

Die Sporomorphenfloren von Site 603 zeigen eine größere Diversität als die Floren der Bohrungen auf dem Rockall Plateau (Anhang VII). Die Lage des Site am Kontinentalfuß vor der Ostküste Nordamerikas in der bevorzugten Windrichtung zeigt sich in diesem Parameter, ge-



nauso wie sich die südlichere Position in den größeren Anteilen wärmeliebender Pflanzen niederschlägt.

Bisaccate Pollen der Formgattung *Pityosporites* stellen den größten Teil der Sporomorphenflora vom Früh-Miozän bis in das Pleistozän. Im Früh-Miozän treten daneben Sporen von Schizaceen, Osmundaceen und Polypodiaceen, sowie Pollen wärmeliebender Pflanzen, wie verschiedene *Inaperturopollenites* Spezies, auf. Ab dem Mittel-Miozän mischen sich stärker Pollen und Sporen von Pflanzen kaltgemäßiger Regionen in die Spektren. Dies sind z.B. *Tricolpopollenites henrici*, die *Quercus* zugeordnet werden. Dazu gehören ebenso *Tetradopollenites* von Ericaceen und *Trivestibulopollenites*, die von *Alnus* stammen. Es erscheinen aber auch neue Formen wärmeliebender Pflanzen. *Inaperturopollenites hiatus*, die zu *Glyptostrobus* gehört, tritt erstmals in Probe 603-44-2, spätes Mittel-Miozän, auf. Im Spät-Miozän setzt sich der Wechsel zwischen kaltgemäßigten und warmgemäßigten bis tropischen Vertretern fort. Im oberen Spät-Miozän treten die Pollen und Sporen warmgemäßigter Pflanzen aber gegen die Vertreter einer kühleren Klimaregion zurück. Im frühesten Früh-Pliozän und im gesamten Spät-Pliozän treten in dem allochthonen Palynoflorenanteil die warmgemäßigten Sporomorphen wieder stärker in Erscheinung und dokumentieren die Landflora einer wärmeren Klimaregion. In der obersten pleistozänen Probe überwiegen wiederum die kaltgemäßigten Sporomorphen. Das Exemplar von *Cicatricosisporites*, der Spore einer tropischen Pflanze, die in dieser Probe ebenfalls vorkommt, ist nach ihrem Erhaltungszustand aus älteren Sedimenten umgelagert worden.

## 4. Diskussion

### 4.1. Palynozonierung

Für die drei DSDP-Bohrungen Site 552, Site 555 und Site 603 wurde eine Zonierung mit Dinoflagellatenzysten erstellt (Abb. 24). Eine Standardzonierung für das Miozän ist bisher noch nicht aufgestellt worden. Von verschiedenen Bearbeitern wurden aber lokale Gliederungen durchgeführt. In Abb. 25 werden diese graphisch dargestellt. Die Palynostratigraphien und Zonierungen der bearbeiteten Bohrungen wurden mit diesen anderen palynostratigraphischen Arbeiten korreliert. Die Grenzen zwischen den einzelnen Dinoflagellatenzonen sind aufgrund der unterschiedlichen Reichweiten der Indexarten auf dem Rockall Plateau und der Hatteras Tiefsee-Ebene verschoben.

#### *Impagidinium patulum* Zone

Die *Impagidinium patulum* Zone wird durch das erste Vorkommen von *I. patulum* an der Basis bis zum ersten Vorkommen von *Impagidinium aquaeductum* definiert. Sie hat ein früh-miozänes Alter (Abb. 24). Auf dem Rockall Plateau reicht sie noch bis in das frühe Mittel-Miozän hinein, während in Site 603 die Grenze zur darüberliegenden Zone kurz unter der Früh-/Mittel-Miozän-Grenze liegt. Die Untergrenze der *I. patulum* Zone wurde in den Sites 552 und 603 nicht erreicht, da die Zonenart bereits in der untersten Probe auftritt. Die Begleitflora, die für diese Dinoflagellatenzone charakteristisch ist, zeichnet sich durch das regelmäßige Vorkommen von *Palaeocystodinium golzowense*, *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Reticulatosphaera actinocoronata*, *Cordosphaeridium cantharellum*, *Homotryblidium vallum* und *Homotryblidium oceanicum* aus. Auf dem Vøring Plateau, in den Sedimenten von ODP Leg 104, wurde von MANUM et al. (1989) im Früh-Miozän ebenfalls eine *I. patulum* Zone ausgegliedert (Abb. 25). Dort reicht sie bis zum höchsten Auftreten von *C. cantharellum*. Darüber liegt, bis zum ersten Erscheinen von *I. aquaeductum*, die *Emslandia spiridoides* Zone. In der vorliegenden Arbeit wurde diese Zone nicht ausgewiesen. *C. cantharellum* tritt in den Sedimenten der bearbeiteten Sites noch bis in das Mittel-Miozän auf. Die letzten beschriebenen Vorkommen einzelner schlecht erhaltener Exemplare im frühen Spät-Miozän ist aber sicher, insbesondere bei Site 603 auf der Hatteras Tiefsee-Ebene, auf die Aufarbeitung älterer Ablagerungen zurückzuführen. Die *I. patulum* Zone entspricht der *I. patulum* und *E. spiridoides* Zone, und für die Sites 552 und 555 zusätzlich der *Labyrinthodinium truncatum* Zone, wie sie auf dem Vøring Plateau erstellt wurden (MANUM et al. 1989). WILLIAMS & BUJAK (1977) beschreiben eine *Apseudinium* sp. B (= *E. spiridoides*) Zone früh-miozänen Alters, die sich in ihrer Florenzusammensetzung ebenfalls mit der hier beschriebenen Zone vergleichen läßt. Für die Rockall Plateau

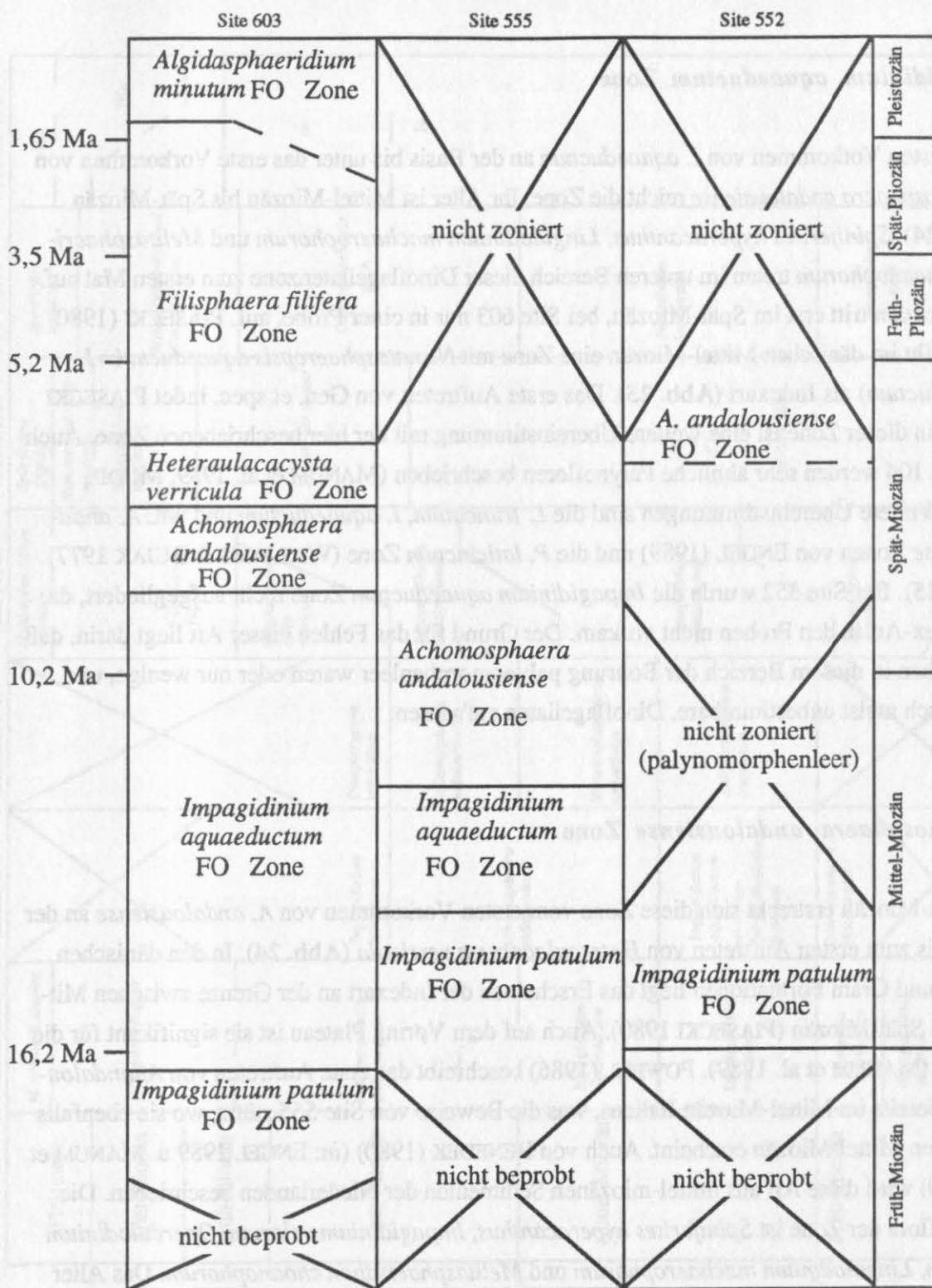


Abb. 24: Dinoflagellatenzonierung der bearbeiteten Bohrungen : Sites 603, 555 und 552



Sites kommt noch der untere Abschnitt der *Pentadinium laticinctum* Zone hinzu, die von ENGEL (1989) mit ihrer *L. truncatum* Zone aus dem frühen Mittel-Miozän verglichen wird (Abb. 25).

### *Impagidinium aquaeductum* Zone

Vom ersten Vorkommen von *I. aquaeductum* an der Basis bis unter das erste Vorkommen von *Achomosphaera andalusiense* reicht die Zone. Ihr Alter ist Mittel-Miozän bis Spät-Miozän (Abb. 24). *Spiniferites hyperacanthus*, *Lingulodinium machaerophorum* und *Melitasphaeridium choanophorum* treten im unteren Bereich dieser Dinoflagellatenzone zum ersten Mal auf. *L. truncatum* tritt erst im Spät-Miozän, bei Site 603 nur in einer Probe, auf. PIASECKI (1980) beschreibt im dänischen Mittel-Miozän eine Zone mit *Nematosphaeropsis aquaeducta* (= *I. aquaeductum*) als Indexart (Abb. 25). Das erste Auftreten von Gen. et spec. indet PIASECKI (1980) in dieser Zone ist eine weitere Übereinstimmung mit der hier beschriebenen Zone. Auch bei Leg 104 werden sehr ähnliche Palynofloren beschrieben (MANUM et al. 1989; MUDIE 1989). Weitere Übereinstimmungen sind die *L. truncatum*, *I. aquaeductum* und unt. *A. andalusiense* Zonen von ENGEL (1989) und die *P. laticinctum* Zone (WILLIAMS & BUJAK 1977) (Abb. 25). Bei Site 552 wurde die *Impagidinium aquaeductum* Zone nicht ausgegliedert, da die Index-Art in den Proben nicht vorkam. Der Grund für das Fehlen dieser Art liegt darin, daß die Proben in diesem Bereich der Bohrung palynomorphenleer waren oder nur wenige, und dann auch meist unbestimmbare, Dinoflagellaten aufwiesen.

### *Achomosphaera andalusiense* Zone

Im Spät-Miozän erstreckt sich diese Zone vom ersten Vorkommen von *A. andalusiense* an der Basis bis zum ersten Auftreten von *Heteraulacacysta verricula* (Abb. 24). In den dänischen Hodde und Gram Formationen liegt das Erscheinen der Indexart an der Grenze zwischen Mittel- und Spät-Miozän (PIASECKI 1980). Auch auf dem Vøring Plateau ist sie signifikant für die Grenze (MANUM et al. 1989). POWELL (1986) beschreibt das erste Auftreten von *A. andalusiense* bereits im Mittel-Miozän Italiens, was die Beweise von Site 555 stützt, wo sie ebenfalls bereits im Mittel-Miozän erscheint. Auch von BENEDEK (1980) (in: ENGEL 1989 u. MANUM et al. 1989) wird diese Art aus mittel-miozänen Sedimenten der Niederlande beschrieben. Die Begleitflora der Zone ist *Spiniferites hyperacanthus*, *Impagidinium velorum*, *Operculodinium crassum*, *Lingulodinium machaerophorum* und *Melitasphaeridium choanophorum*. Das Alter der Untergrenze der *A. andalusiense* Zone bei Site 552 und 603 ist deutlich jünger als bei ENGEL (1989) im östlichen Nordatlantik, kann aber gut mit der Einteilung der Sedimente auf dem Vøring Plateau verglichen werden, in der sie an der Grenze zwischen Mittel- und Spät-Miozän oder kurz darüber liegt (MANUM et al. 1989) (Abb. 25). Wieso die Alter der Unter-



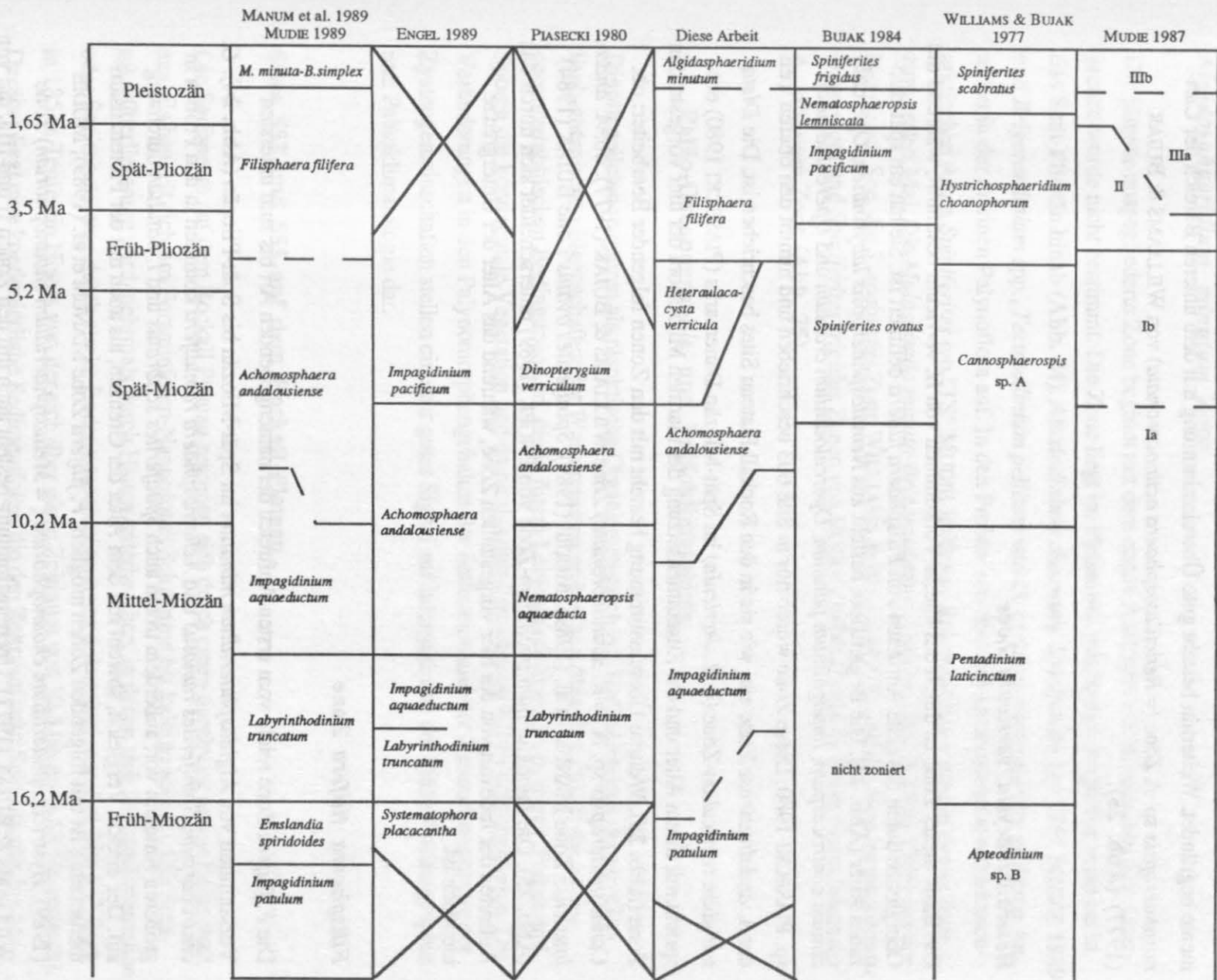


Abb. 25: Korrelation der neogenen Dinoflagellatenzonierungen verschiedener Bearbeiter mit der hier vorgestellten Zonierung von Site 552, 555 und 603

grenze dieser Zone zwischen Vøring Plateau und Hatteras Tiefsee-Ebene gut übereinstimmen, zu dem dazwischen liegenden Site 555 auf dem Rockall Plateau so große Unterschiede bestehen, kann nicht erklärt werden. Die Lage der Grenze in Site 552 im Spät-Miozän ist möglicherweise, ebenso wie oben beschrieben, in den geringen Palynomorphengehalten der Sedimente begründet. Weiterhin besteht gute Übereinstimmung mit dem unteren Bereich der *Cannosphaeropsis* sp. A Zone (= *Reticatosphaera actinocoronata*) von WILLIAMS & BUJAK (1977) (Abb. 25).

### *Heteraulacacysta verricula* Zone

Die Basis dieser Zone ist durch das älteste Vorkommen von *H. verricula* bestimmt, während die Obergrenze durch das erste Auftreten von *Filisphaera filifera* definiert ist. Sie hat ein spät-miozänes Alter (Abb. 24). Die Begleitflora besteht aus *Nematosphaeropsis labyrinthea*, *Operculodinium centrocarpum*, *Impagdinium patulum*, *Operculodinium crassum* und *Operculodinium* sp. PIASECKI 1980. Diese Zone wurde nur in Site 603 beschrieben und nimmt den oberen Teil der *A. andalousiense* Zone ein, wie sie in den Rockall Plateau Sites beschrieben ist. Die *Distatodinium verriculum*-Zone (= *H. verricula*) im Spät-Miozän Dänemarks (PIASECKI 1980) entspricht mit ihrem Alter und der Zusammensetzung der marinen Mikroflora der hier vorgestellten Zone (Abb. 25). Weitere Übereinstimmung besteht mit den Zonen folgender Bearbeiter: ob. *Cannosphaeropsis* sp. A (= *R. actinocoronata*) Zone WILLIAMS & BUJAK (1977), ob. *A. andalousiense* Zone MANUM et al. (1989), MUDIE (1989), *Spiniferites ovatus* Zone BUJAK (1984) (Abb. 25). Die *Impagdinium pacificum*-Zone von ENGEL (1989) unterscheidet sich durch das Auftreten der Indexart von der hier vorgestellten Zone, während das Alter der Untergrenze identisch ist.

### *Filisphaera filifera* Zone

Die *F. filifera* Zone reicht vom ersten Auftreten der namengebenden Art bis zum untersten Vorkommen von *Algidasphaeridium minutum* im Spät-Miozän bis Spät-Pliozän (Abb. 24). *O. centrocarpum*, *Spiniferites ramosus* und *Achomosphaera ramulifera* kommen in den Proben in größeren Anteilen vor; außerdem treten auch *Spiniferites scabratus* und *I. patulum* durchweg auf. Der direkte Vergleich, sowohl mit dem Alter der Grenzen, als auch mit der Florenzusammensetzung ist mit folgenden Zonen möglich: *F. filifera* Zone MANUM et al. (1989), MUDIE (1989), *Hystrichosphaeridium choanophorum* (= *Melitasphaeridium choanophorum*) Zone WILLIAMS & BUJAK (1977). Übereinstimmung besteht auch mit den Zonen II und IIIa, die von MUDIE (1987) in DSDP Site 611 (Leg 94) beschrieben wurde (Abb. 25). Die Untergrenze der *I. pacificum* Zone BUJAK (1984), beschrieben in Sedimenten des Nordpazifiks, das Vorbild der

gleichnamigen Zone von ENGEL (1989), ist etwas jünger als die der *F. filifera* Zonen, wie sie im Nordatlantik beschrieben wurden.

### ***Algidasphaeridium minutum* Zone**

Die jüngste ausgegliederte Zone beginnt mit dem ersten Auftreten von *A. minutum*. Die Obergrenze wurde nicht bestimmt. Die Zone liegt im Pleistozän, reicht aber möglicherweise bis in das Spät-Pliozän hinab (Abb. 24). *Ataxiodinium choanum*, *Spiniferites* typ "TS" MUDIE 1989 und *Brigantedinium* spp., *Tectatodinium pellitum* und *O. centrocarpum* treten in größeren Anteilen in der marinen Palynoflora auf. In den Proben von Site 603 erscheinen die subarktisch-arktischen Arten *Spiniferites* typ "TS" MUDIE 1989 und *Brigantedinium* spp. in dieser Zone zum ersten Mal. Die *Multispinula minuta*-*Brigantedinium simplex* Zone (MUDIE 1989) aus der Norwegen See, die *S. scabratus* Zone WILLIAMS & BUJAK (1977) und die *Nematosphaeropsis lemniscata* und *Spiniferites frigidus* Zonen von BUJAK (1984) ähneln in ihrem Floreninhalt der *A. minutum* Zone (Abb. 25).

## **4.2. Paläo-Ozeanographie und Paläoklimatologie**

Dinoflagellaten reagieren als planktische Organismen rasch auf Veränderungen der physikalisch-chemischen Eigenschaften der Wassermassen und zeigen über ihre Zysten die paläo-ozeanographischen Bedingungen an, die in ihrem Lebensraum herrschten, so wie Pollen und Sporen die kontinentale Vegetation und damit das dort herrschende Klima dokumentieren. Die Veränderungen in den Palynomorphengehalten der Sedimente und der Zusammensetzung der Zystengemeinschaften stellen ein sehr gutes Signal zur Interpretation der Paläo-Ozeanographie und Paläoklimatologie dar.

### **Sites 552 und 555 auf dem Rockall Plateau**

Die Sedimente auf dem Rockall Plateau zeichnen sich durch einen durchweg hohen Kalkgehalt aus. Es handelt sich um Foraminiferen-Nannofossil Schlämme bis kalkige Mergel. Die Sedi-mentüberlieferung wird mehrmals durch Hiaten unterbrochen, in denen sich Nichtsedimentation oder Sedimentabtrag durch starke Bodenwasserströmungen dokumentieren. Bei Site 552 liegt in 185 m Teufe ein Hiatus vor, der sich über einen Zeitraum von 10,5 bis etwa 15 Ma erstreckt. Darüber liegt eine kontinuierliche Sedimentfolge, die den Zeitraum vom Spät-Miozän bis zur Gegenwart repräsentiert. Bei Site 555 ist der Zeitraum vom Früh-Miozän bis zum Früh-Pliozän



durch eine durchgehende Sedimentation belegt. In 20 m Teufe liegt ein Hiatus vor, der den Zeitraum von 1,2 bis 4,2 Ma überdeckt.

Die Palynomorphenkonzentrationen in den Sedimenten auf dem Rockall Plateau liegen deutlich unter den Werten, die sie in Site 603 erreichen. Der höchsten Werte in Site 555 betragen 1.500 Dinoflagellatenzysten, 190 Sporen und Pollen und 6.000 Pflanzenreste pro Gramm Sediment. Bei Site 552 sind es 9.000 Dinoflagellatenzysten, 7.000 Sporomorphe und 6.000 Pflanzenreste pro Gramm Sediment. Ähnliche Werte liegen auch in den spät-miozänen und früh-pliozänen Sedimenten von Site 646, Leg 105, in der Labrador See vor (HEAD et al. 1989a). Nur im Bereich zwischen 162,06 und 172,53 m Teufe treten auf dem Rockall Plateau Werte auf, die in derselben Größenordnung liegen wie die Werte von Site 603. Die extremen Unterschiede in den Spitzenwerten zwischen dem Rockall Plateau und der Hatteras Tiefsee-Ebene, die in Regressionsphasen auftreten, zeigen, daß nicht nur die Sporomorphen und Pflanzenreste, sondern auch ein großer Anteil der Dinoflagellatenzysten aus den Schelfgebieten in das Pelagial eingetragen wurden. Die mikroskopischen Untersuchungen unter Fluoreszenzanregung brachten aber für die meisten Dinoflagellatenzysten keine Anzeichen für die Aufarbeitung und Resedimentation aus älteren Sedimenten, sodaß man wohl meist von parautochthoner Ablagerung der Zysten oder einer Verschiebung des Bereiches der größten Zystenproduktion in Richtung des Pelagials ausgehen kann. Auch die Unterschiede der beiden Bohrlokationen auf dem Rockall Plateau erklären sich durch die Lage von Site 555 auf einem strukturellen Hochgebiet, während Site 552 am Rand des Plateaus liegt, wo sich das durch Strömungen transportierte Material eher ablagert als auf der höher gelegenen Position von Site 555. Die "Hintergrund-Werte", d.h. die Palynomorphengehalte, die in Zeiten mit Meeresspiegelhochstand vorliegen, bewegen sich sowohl bei Site 552 als auch bei Site 603 in demselben Niveau zwischen 500 und 2000 Zysten pro Gramm Sediment und zeigen, daß die pelagische Zystenproduktion in diesem beiden unterschiedlichen Gebieten in derselben Größenordnung liegt.

Hohe Palynomorphengehalte liegen im Früh- und Mittel-Miozän bei 16,3 Ma, 15,5 Ma, 12,5 Ma, 11,5 und 10,5 Ma vor. Die Spitzenwerte der terrestrischen Komponenten weisen auf den verstärkten Eintrag allochthonen organischen Materials hin, der durch die Aufarbeitung älterer Sedimente zu Beginn von Regressionsphasen hervorgerufen wird. Die hohen Dinoflagellatenzystenkonzentrationen können durch verstärkte Zystenbildung der Flagellaten, hervorgerufen durch ungünstigere Lebensbedingungen, erklärt werden. Die Alter dieser Proben entsprechen den Zeiten abgesenkten Meeresspiegel, die HAQ et al. (1988) berichten (Abb. 26). Anzeiger kalter Wassermassen, arktisch-subarktische Dinozysten, stellen im Mittel-Miozän vor 12,5 Ma und 11 Ma über 10% der marinen Palynoflora. Anders als im westlichen Nordatlantik bei Site 603 dokumentiert sich darin der Einfluß von Vereisungen auf die Temperaturen der Oberflächenwassermassen bereits in den mittel-miozänen Palynofloren. Untersuchungen der  $\delta^{18}\text{O}$  Werte an planktischen und auch benthischen Foraminiferen zeigen ebenfalls Wechsel zu hohen



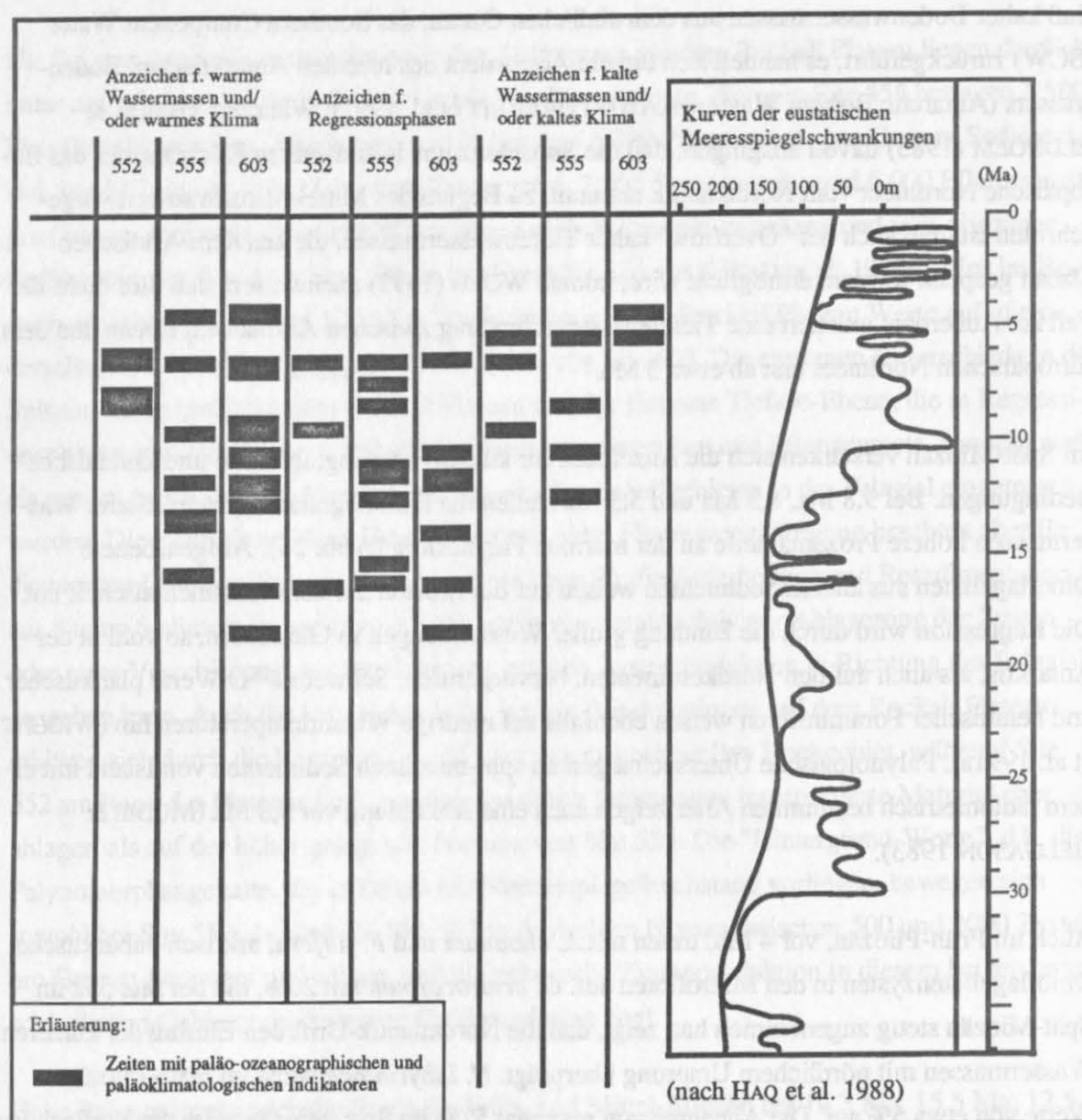
Werten, die niedrige Wassertemperaturen anzeigen, um 18,1, 16,1, 13,6, 12,6 und 11,3 Ma. Die niedrigeren Wassertemperaturen, auch der Oberflächenwassermassen, werden auf den Einfluß kalter Bodenwassermassen aus dem südlichen Ozean, das Southern Component Water (SCW) zurückgeführt; es handelt sich um ein Äquivalent des rezenten Antarktischen Bodengewässers (Antarctic Bottom Water = AABW) (WRIGHT et al. 1991). Während THIEDE & ELDHOLM (1983) davon ausgingen, daß die Subsidenz des Island-Færøe Rückens, der das Europäische Nordmeer vom Nordatlantik abtrennt, zu Beginn des Mittel-Miozän soweit vorgeschritten ist, daß auch der "Overflow" kalter Tiefenwassermassen, die aus dem Arktischen Ozean gespeist werden, ermöglicht wird, konnte WOLD (1992) nachweisen, daß dies nicht der Fall ist. Außerdem existiert eine Tiefenwasserverbindung zwischen Arktischem Ozean und dem Europäischen Nordmeer erst ab etwa 5 Ma.

Im Spät-Miozän verstärken sich die Anzeichen für kühlere ozeanographische und klimatische Bedingungen. Bei 9,8 Ma, 8,5 Ma und 5,5 Ma stellen die Dinoflagellatenzysten kälterer Wassermassen höhere Prozentanteile an der marinen Palynoflora (Abb. 26). Aufgearbeitete Dinoflagellaten aus älteren Sedimenten weisen auf die Erosion auf dem Kontinentalschelf hin. Die Regression wird durch die Bindung großer Wassermengen in Gletschern, sowohl in der Antarktis, als auch auf den Nordkontinenten, hervorgerufen. Schwere  $\delta^{18}\text{O}$  Werte planktischer und benthischer Foraminiferen weisen ebenfalls auf niedrige Wassertemperaturen hin (WRIGHT et al. 1991a). Palynologische Untersuchungen an spät-miozänen Sedimenten von Island mit einem radiometrisch bestimmten Alter zeigen auch eine Abkühlung vor 9,8 Ma (MUDIE & HELGASON 1983).

Auch im Früh-Pliozän, vor 4 Ma, treten mit *A. choanum* und *F. filifera*, arktisch-subarktische Dinoflagellatenzysten in den Mikrofloren auf. *O. centrocarpum* mit 20%, die bei Site 552 im Spät-Miozän stetig zugenommen hat, zeigt, daß die Nordatlantik-Drift den Einfluß der kühleren Wassermassen mit nördlichem Ursprung überprägt. *N. labyrinthea* weist im Früh-Pliozän Werte von etwa 5% auf. Die Abnahme von maximal 57% im Spät-Miozän zeigt die Verflachung des Rockall Plateau im jüngeren Neogen.

#### Site 603 auf der Hatteras Tiefsee-Ebene

Die neogenen Sedimente von Site 603 stellen eine kontinuierliche Abfolge von Tonen und Tonsteinen vom späten Früh-Miozän bis in das Pleistozän dar. Hohe Sedimentationsraten dokumentieren den ständigen Einfluß des nahe gelegenen nordamerikanischen Kontinentalschelfes auf die Ablagerungsgeschichte der Bohrung. Der Eintrag erfolgte hauptsächlich durch Trübestrome. Diese - distalen - Turbidite dokumentieren sich auch in der Feinlamination der



**Abb. 26:** Paläo-ozeanographische und paläoklimatologische Ereignisse der Sites 552, 555 und 603 im Vergleich mit den Kurven der eustatischen Meeresspiegelschwankungen nach HAQ et al. (1988)

Sedimente und der einheitlichen Körngröße im Ton- und Siltbereich, wie sie von SARTI & VON RAD (1987) in der Unterkreide von Site 603 beschrieben wurden.

Besonders in Zeiten mit abgesenktem Meeresspiegel, in denen das Neritikum auf dem Kontinentalschelf verkleinert ist, herrscht ein verstärkter Eintrag aus der Region der verkleinerten Schelfgebiete in die Tiefsee vor. Hohe Palynomorphengehalte, insbesondere die hohen Gehalte terrestrischer Komponenten, die auf die Umlagerung z.T. älterer Schelfsedimente mit ihrem

Inhalt an organischem Material zurückzuführen sind, sind auf den Kontinentalschelfen vorge-lagerten Tiefsee-Ebenen Indikatoren für Zeiten abgesenkter Meeresspiegel (Abb. 26). Die Maxima in den Kurven der Palynomorphengehalte können mit Schwankungen der Meeres-spiegelkurven von HAQ et al. (1988) korreliert werden. Der größte Teil der terrestrischen Paly-nomorphen, Sporen und Pollen, und auch der Pflanzenreste ist mit Sicherheit als allochthon zu bezeichnen. Auch ein gewisser Anteil der marinen Komponente, der Dinoflagellatenzysten, ist allochthon oder zumindest parautochthon abgelagert. Quantitative Angaben können aber nicht gemacht werden, da die Untersuchung der Fluoreszenz der Mikrofossilien nur in wenigen Fäl-len Unterschiede zeigte, die die Unterscheidung zwischen auchthon und umgelagert ermög-lichte. Die Ursache für Meeresspiegelschwankungen im frühen Neogen und im Oligozän wird auf Vereisungsphasen in der Antarktis zurückgeführt, in denen große Wassermengen in Fest-landgletschern auf dem Südkontinent gebunden wurden.  $\delta^{18}\text{O}$  Messungen an benthischen und planktischen Foraminiferen aus dem gesamten Atlantik zeigen den Einfluß kalter Bodenwas-sermassen, die ihren Ursprung im Südpolarozean haben, aber auch niedrigerer Temperaturen an der Meeresoberfläche (MILLER et al. 1991a,b; WRIGHT et al. 1991, 1992 ).

Im Früh-Miozän und Mittel-Miozän zeichnen sich die Sedimente von Site 603 durch generell hohe Konzentrationen organischer Mikrofossilien aus. Spitzenwerte vor 18,3 Ma, 16,5 Ma, 12,8 Ma, 12,2 Ma, 11,5 Ma, 10,8 Ma, 10,5 Ma und 10,3 Ma fallen fast genau mit den Re-gressionsphasen zusammen, die von HAQ et al. (1988) beschrieben werden. Die Dinoflagella-tenzysten dokumentieren in diesem Abschnitt des Neogens aber kaum einen Rückgang der Oberflächentemperaturen. Durchweg hohe Anteile wärmeliebender Zystenarten, wie *S. ramo-sus* und *S. mirabilis* oder *L. machaerophorum*, in Proben mit hohen Zystengehalten zeigen , daß die kalten Bodenwassermassen, die als Southern Component Water (SCW) im östlichen Nordatlantik Einfluß auf die Temperaturen, sowohl des Bodenwassers als auch der Oberflä-chenwassermassen, haben, sich im westlichen Teilbecken nicht auswirken (MILLER et al. 1991a,b) (Abb. 26). Der "Proto"-Golfstrom transportiert Wasser aus den tropisch-subtropi-schen Regionen in den Nordatlantik. Diese Wassermassen dominieren bei Site 603, da die kal-ten Bodenwassermassen des SCW nicht in das westliche Becken des Nordatlantiks eindringen können.

An der Mittel-/Spät-Miozän Grenze gehen die Konzentrationen der Palynomorphen und auch der Reste terrestrischer Pflanzen drastisch zurück. Die Ursache für diesen rapiden Rückgang hängt möglicherweise mit der Schließung des Isthmus von Panama zusammen, obwohl Anzeichen für endgültige Schließung erst im Pliozän vorliegen (THIEDE 1979; ENGEL 1989). Durch eine Intensivierung des Golfstromes könnten die Lebensbedingungen für Dinoflagellaten verändert worden sein, so daß die Zystenproduktion, die eine Überlebensstrategie ist, zurück-ging. Außerdem ist der Eintrag terrestrischer Palynomorphen (Pollen, Sporen und Pflanzen-reste) von den Kontinenten ebenfalls zurückgegangen, was allerdings nicht in einen direkten



Zusammenhang mit der Isthmusschließung gestellt werden kann. Hier wirkt sich vielleicht die generelle Absenkung des Meeresspiegels im Spät-Miozän um bis zu 150 m aus (HAQ et al. 1988).

Vor 9,9 Ma, 7,2 Ma und 6,5 Ma treten im Spät-Miozän Maxima in den Gehaltskurven auf. Ebenso wie im Früh- und Mittel-Miozän korrelieren sie mit Regressionsphasen. Diese sind aber im jüngeren Neogen auf die Gletscherbildung auf den Kontinenten der Nordhalbkugel zurückzuführen.

Die Sporen und Pollen, die, als allochthoner Bestandteil der Palynoflora, die Pflanzengemeinschaften des Kontinents dokumentieren, weisen im Spät-Miozän auf den Wechsel von Floren gemäßigter bis kaltgemäßiger Regionen, mit *Quercus*, *Alnus* und Ericaceen, und tropisch-subtropischen bis warmgemäßigten Florengemeinschaften, die z.B. *Glyptostrobus* enthalten, hin. Aber auch schon im Mittel-Miozän treten gelegentlich einzelne Vertreter kühlerer Klimaregionen unter den Sporomorphen auf. Der mehrfache Wechsel zwischen Vertretern wärmerer und kühlerer Klimaregionen zeigt, daß sich die Abkühlung im jüngeren Neogen nicht gleichmäßig vollzog, sondern wiederholt von wärmeren Perioden unterbrochen wurde. Auf Island belegen palynologische Daten eine Abkühlungsphase vor 9,8 Ma (MUDIE & HELGASON 1983). Auf dem nordamerikanischen Kontinent ändert sich die Landflora von immergrünen Gemeinschaften zu einer Makroflora mit laubabwerfenden Pflanzen, die auch heute in gemäßigten bis kaltgemäßigten Klimazonen vorkommen (WOLFE 1978), und in Eurasien wechseln paläotropische und arktotertiäre Floren einander ab (MAI 1991).

Site 603 wird auch im Spät-Pliozän aufgrund der ozeanographischen und geographischen Position sehr viel stärker von Warmbedingungen dominiert, als die Sites auf dem Rockall Plateau (Abb. 26). Anzeichen kühlerer Temperaturen treten ab 5,5 Ma im spätesten Spät-Miozän auf. Auf dem Rockall Plateau setzen die Dinoflagellatenzysten, die Anzeiger kalter, zum Teil arktisch-subarktischer, Wassermassen sind, bereits im mittleren Mittel-Miozän ein. Die Unterschiede zeigen den starken Einfluß des Golfstroms, der sich mit der Schließung des Isthmus von Panama noch verstärkt und die Ausbreitung der kalten Wassermassen des Labradorstroms (LC) im westlichen Nordatlantik nach Süden verhindert.

*Filisphaera filifera* - Anzeiger arktischer Bedingungen - tritt bei Site 603 erst im späten Früh-Pliozän auf. In den Sedimenten des Rockall Plateau ist sie schon im Mittel-Miozän zu finden. Im zentralen Nordatlantik, der Labrador See und Baffin Bay erscheint sie im Früh-Pliozän (MUDIE et al. 1990). In diesen von Nordosten nach Südwesten abnehmenden Alter, mit denen die Dinoflagellatenzyste in den Sedimenten erscheint, dokumentiert sich deren Ausbreitung im Nordatlantik. Die Art wurde von BUJAK (1984) zuerst im Nordpazifik beschrieben. Die Ausbreitung erfolgte über den Arktischen Ozean (MUDIE et al. 1990). Als Wege für die Verbreitung

in den Nordatlantik wurden sowohl die Fram Straße und das Europäische Nordmeer als auch die Baffin Bay und die Labrador See diskutiert (ENGEL 1989; MUDIE et al. 1990). Die hier vorgestellten Daten zeigen im Vergleich mit den oben genannten Arbeiten die sukzessive Abnahme der Alter vom Vøring Plateau über das Rockall Plateau in den Bereich der Labrador See und die Baffin Bay und von dort über den zentralen bis in den östlichen Nordatlantik (Site 603), mit denen diese Art zuerst auftritt. Die Seepassage zwischen dem nordamerikanischen und grönländischen Kontinent scheidet danach als Ausbreitungsweg aus.

## 5. Zusammenfassung

1. Palynologische Untersuchungen, die die Analyse der Dinoflagellatenzysten und auch der Sporen und Pollen, sowie der Reste höherer Landpflanzen, umfassen, wurden an den DSDP Bohrungen 552, 555 und 603 durchgeführt. Die Sites wurden ausgewählt, um einen Vergleich des östlichen und westlichen Teilbeckens und auch des nördlichen und südlicheren Nordatlantiks zu ermöglichen.
2. Die Bohrungen auf dem Rockall Plateau (Sites 552 und 555) konnten in vier Dinoflagellatenzonen (*Impagidinium patulum*, *Impagidinium aquaeductum*, *Achomosphaera andalousiense* und *Filisphaera filifera* Zonen) eingeteilt werden; Site 603 auf der Hatteras Tiefsee-Ebene wurde in sechs Zonen eingeteilt (*Impagidinium patulum*, *Impagidinium aquaeductum*, *Achomosphaera andalousiense*, *Heteraulacacysta verricula*, *Filisphaera filifera* und *Algidasphaeridium minutum* Zonen). Die engere Einteilung von Site 603 wurde durch eine bessere Kerngewinnung aufgrund verbesserter Kerngewinnmethoden und die bessere Kernerhaltung dieser Bohrung zur Zeit der Beprobung ermöglicht.
3. Die stratigraphische Einteilung der Sedimente beruht auf den gesamten biostratigraphischen Daten aller marinen Fossilgruppen. Neben den Dinoflagellaten wurden auch die Ergebnisse der Foraminiferen-, Nannoplankton- und Radiolarien-Stratigraphie verwendet. Die Daten wurden im Rahmen eines DFG-Projektes am GEOMAR in Kiel mit einer graphischen Methode korreliert und zu einem einheitlichen stratigraphischen Gerüst zusammengefaßt (SHAW 1964; DOWSETT 1989). Mit diesem Datensatz wurden Alters-/Teufendiagramme erstellt, aus denen die stratigraphischen Grenzen interpoliert wurden.
4. Die stratigraphische Signifikanz neogener Dinoflagellatenzysten ist bisher noch nicht in gleichem Maß wie bei den paläogenen Formen bekannt. Anhand der Literatur und der Korrelation des DSDP/ODP-Materials konnten in einer vergleichenden Studie die stratigraphischen Reichweiten der miozänen Zysten in unterschiedlichen Gebieten des Nordatlantiks und angrenzender Gebiete zum Teil bestätigt und zum Teil auch erweitert werden.
- 5a. Die Palynomorphengehalte der Sedimente zeigen kurzzeitige, signifikante Schwankungen, die mit den neogenen Meeresspiegelschwankungen korrelieren und in ihren Maxima den Höhepunkten der Regressionsphasen entsprechen.
- 5b. Die oft zitierte reziproke Variation der Dinoflagellatenzysten-/Sporomorphenverhältnisse konnte in dieser Studie nicht bestätigt werden. Insbesondere auf der Hatteras Tiefsee-Ebene bei Site 603, aber auch in den kontinentferneren Bohrungen auf dem Rockall Plateau, steigen die Zystengehalte oft parallel mit den Gehalten terrestrischer Palynomorphen



und der Reste höherer Landpflanzen. So belegen die hohen Gehalte organischen Materials einerseits den verstärkten Eintrag aufgearbeiteter Palynomorphen in die Meeresbecken und andererseits die Verschiebung der stärkeren Zystenproduktion vom äußeren Kontinentalschelf in die tieferen Ozeanbereiche des Pelagials.

- 5c. Dinoflagellaten werden als Teil des marinen Planktons in ihrer Verteilung von einer Reihe verschiedener physikalisch-chemischer Eigenschaften der Wassermassen beeinflusst, und sie reagieren rasch auf ozeanographische und klimatische Veränderungen ihrer Umgebung, sodaß einige Dinoflagellatenarten für bestimmte Wassermassen charakteristisch sind. Die den klimatischen Breitenzonen entsprechenden Vergesellschaftungen werden von regionalen Gegebenheiten, wie z.B. neritischen oder offen ozeanischen Einflüssen, überprägt. Die Variationen der Arten *N. labyrinthea* und *O. centrocarpum* zeigen die zu- und abnehmende Wirkung der Nordatlantik-Drift, bzw. des Golfstroms, in den untersuchten Ozeangebieten und den wechselnden Einfluß von Pelagial und Neritikum.
- 5d. Die Floren belegen für das Früh- und Mittel-Miozän, daß Vereisungen in der Antarktis für die Regressionsphasen verantwortlich sind, da die Zunahme subarktisch-arktischer Arten, Anzeiger kühlerer Wassermassen, erst ab dem älteren Spät-Miozän eine generelle Abkühlung auf der nördlichen Hemisphäre dokumentieren.
6. Sporen und Pollen, als allochthoner Eintrag in die marinen Sedimente, sind Anzeiger der Landfloren, die die klimatischen Gegebenheiten der Kontinente reflektieren. Auch sie zeigen die neogene Klimaabkühlung, die sich in den Verschiebungen der ozeanographischen Gegebenheiten dokumentiert. Tropisch-subtropische Floren des älteren Neogens werden durch arktotertiäre Floren abgelöst. Die Rückkehr wärmeliebender Arten (im Mittel- und Spät-Miozän und im Pliozän) zeigt, daß die Abkühlung nicht allmählich, sondern in mehrfachen Wechseln von Kalt- und Warmphasen geschah. Die Sporomorphenfloren werden von bisaccaten Pollen der Pinaceen dominiert, die in wechselnden Anteilen von Vertretern warmgemäßiger, bzw. kaltgemäßiger Arten begleitet werden. Die südlichere Lage von Site 603 dokumentiert sich in den größeren Anteilen wärmerer Florengemeinschaften, z.B. *Glyptostrobus*, gegenüber den Bohrungen auf dem Rockall Plateau, wo im Mittel-Miozän und zum Teil bereits im Früh-Miozän stärker kaltgemäßigte Florengemeinschaften mit *Quercus* und *Alnus* vertreten sind.
7. Die Ergebnisse dieser Arbeit dokumentieren die Möglichkeiten, die palynologische Untersuchungen zur Klärung paläo-ozeanographischer und paläoklimatischer Fragestellungen bieten. Insbesondere in Kombination mit Paläogeographie und Sedimentologie bietet die Analyse der terrestrischen und marinen Palynomorphen, als organische Mikrofossilien autochthoner und allochthoner Herkunft, ein großes Interpretationspotential.

## 6. Danksagung

Für die Anregung und Betreuung dieser Arbeit möchte ich mich herzlich bei Herrn Prof. Dr. J. Thiede und Herrn Dr. W. Brenner bedanken.

Die Realisierung dieser Arbeit wäre ohne die besondere Kooperations- und Hilfsbereitschaft von Herrn Prof. Dr. W. Blind und Herrn Dr. K. Prössl, Institut für angewandte Geowissenschaften, Justus-Liebig-Universität, nicht möglich gewesen. Für die Unterstützung möchte ich besonders herzlich danken.

Meiner Arbeitskollegin Britta Jünger und den Kollegen Dr. Jens Hölemann, Dr. Thomas Wagner, Dr. Jens Matthiessen und Birger Schlünz gilt mein Dank für die vielen fachlichen Diskussionen und die Geduld, die sie dafür aufbrachten.

Weiterhin gilt mein Dank:

- Allen Kollegen am Geomar, die mir immer mit Rat und Tat zur Seite standen,
- Den Mitarbeitern des Lamont-Doherty Earth Observatory für die freundliche Aufnahme während der Probennahme im Jahr 1990.

Diese Arbeit wurde durch Mittel der Deutschen Forschungsgemeinschaft im DSDP/ODP-Schwerpunktprogramm gefördert.

## 7. Literatur:

- ALBERTI, G. (1961): Zur Kenntnis mesozoischer und alttertiärer Dinoflagellaten und Hystri-chosphaerideen von Nord- und Mitteldeutschland sowie einigen anderen europäischen Gebieten - *Palaeontographica*, A, **116** (1-4) : 1-58
- ARTZNER, D.G. & DÖRHÖFER, G. (1978): Taxonomic note: *Lejeunecysta* nom. nov. pro *Lejeunia* Gerlach 1961 emend. Lentin & Williams 1976 - dinoflagellate cyst genus - *Canad. J. Bot.*, **56** : 1381-1382
- BELOW, R. (1981): Dinoflagellaten-Zysten aus dem oberen Hauterive bis unteren Cenoman Süd-West-Marokkos - *Palaeontographica*, B, **176** : 1-145
- BELOW, R. (1982): Scolochorate Zysten der Gonyaulacaceae (Dinophyceae) aus der Unterkreide Marokkos - *Palaeontographica*, B, **182** (1-3) : 1-51
- BELSKY, C.Y., BOLTENHAGEN, E. & POTONIÉ, R. (1965): Sporae dispersae der Oberen Kreide von Gabun, Äquatoriales Afrika - *Paläont. Z.*, **39** : 72-83
- BENEDEK, P.N. (1972): Phytoplanktonen aus dem Mittel- und Oberoligozän von Tönisberg (Niederheingebiet) - *Palaeontographica*, B, **137** : 1-71
- BENEDEK, P.N. & GOCHT, H. (1981): *Thalassiphora pelagica* (Dinoflagellata, Tertiär): elektronenmikroskopische Untersuchung und Gedanken zur Paläobiologie - *Palaeontographica*, B, **180** : 39-64
- BENEDEK, P.N. & SARJEANT, W.A.S. (1981): Dinoflagellate cysts from the Middle and Upper Oligocene of Tönisberg (Niederrheingebiet). a morphological and taxonomic re-study - *Nova Hedwigia*, **35** : 313-356
- BENEDEK, P.N., GOCHT, H. & SARJEANT, W.A.S. (1982): The dinoflagellate cyst genus *Pentadinium* Gerlach. a re-examination - *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **162** : 265-285
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., FLYNN, J.J. & VAN COUVERING, J.A. (1985): Cenozoic geochronology - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96** : 1407-1418
- BIFFI, U. & GRIGNANI, D. (1983): Peridinoid dinoflagellate cysts from the Oligocene of the Niger Delta, Nigeria - *Micropaleontology*, **29** (2) : 126-145
- BINT, A.N. (1986): Fossil Ceratiaceae: A restudy and new taxa from the mid-Cretaceous of the Western Interior, U.S.A. - *Palynology*, **10** : 135-180
- BOULTER, M.C. & WILKINSON, G.C. (1977): A system of group names for some Tertiary pollen - *Palaeontology*, **20** (3) : 559-579
- BOULTER, M.C. & MANUM, S.B. (1989): The brito-arctic igneous province flora around the Paleocene/Eocene boundary - in: ELDHOLM, O., THIEDE, J., TAYLOR, E., et al. : *Proc. ODP Sci. Results*, **104** : 663-680
- BRATSEVA, G.M. (1980): Neogene palynoflora of Iceland - *Proc. IV Int. Palynol. Conf.*, Lucknow (1976-77) **2** : 744-746
- BROSIUS, M. (1963): Plankton aus dem nordhessischen Kasseler Meeressand (Oberoligozän) - *Z. deut. geol. Ges.*, **114** : 32-56



- BROWN, S. (1986): *Nematosphaeropsis downii* sp. nov.; A new Miocene dinoflagellate cyst from the Bay of Biscay - J. Micropalaeont., 5 : 7-10
- BROWN, S. & DOWNIE, C. (1984): Dinoflagellate cyst stratigraphy of Paleocene to Miocene sediments from the Goban Spur (sites 548-550, Leg 80) - in: GRACIANSKY, P.C. DE, POAG, C.W., et al. : Init. Repts. DSDP 80 : 643-651
- BROWN, S. & DOWNIE, C. (1984): Dinoflagellate cyst biostratigraphy of Late Paleocene and Early Eocene sediments from holes 552, 553A, and 555, Leg 81, Deep Sea Drilling Project (Rockall Plateau) - in: ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., et al. : Init. Repts. DSDP 81 : 565-579
- BUJAK, J.P. (1976): An evolutionary series of Late Eocene dinoflagellate cysts from southern England - Mar. Micropaleont., 1 : 101-117
- BUJAK, J.P. (1984): Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19 - Micropaleontology, 30 (2) : 180-212
- BUJAK, J.P., DOWNIE, C., EATON, G.L. & WILLIAMS, G.L. (1980): Dinoflagellate Cysts and acritarchs from the Eocene of Southern England - Spec. Pap. Palaeont., 24 : 100 S.
- BUJAK, J.P. & DAVIES, E.H. (1981): Neogene dinoflagellate cysts from the Hunt Dome Kopanoar M-13 well, Beaufort Sea, Canada - Bull. Canad. Petrol. Geol., 29 (3) : 420-425
- BUJAK, J.P. & MATSUOKA, K. (1986): Taxonomic reallocation of Cenozoic dinoflagellate cysts from Japan and the Bering Sea - Palynology, 10 : 235-241
- BURKHOLDER, J.M., NOGA, E. J, HOBBS, C.H. & GLASGOW, H.B., JR. (1992): New "phantom" dinoflagellate is the causative agent of major estuarine fish kills.- Nature, 358 : 407-410
- CHOWDHURY, K.R. (1982): Distribution of Recent and Fossil Palynomorphs in the South-Eastern North Sea (German Bay) - Senckenberg. marit., 14 (3/4) : 79-145
- COOKSON, I.C. (1965a): Cretaceous and Tertiary microplankton from southeastern Australia - Proc. Roy. Soc. Victoria, 78 (1) : 85-93
- COOKSON, I.C. (1965b): Microplankton from the Paleocene Pebble Point Formation, southwestern Victoria - Proc. Roy. Soc. Victoria, 78 (2) : 137-141
- COOKSON, I.C. & EISENACK, A. (1958): Microplankton from Australian and New Guinea Upper Mesozoic sediments - Proc. Roy. Soc. Victoria, 70 : 19-79
- COOKSON, I.C. & EISENACK, A. (1961): Tertiary microplankton from the Rottnest Island Bore, Western Australia - J. Roy. Soc. West. Australia, 44 (2) : 39-47
- COOKSON, I.C. & EISENACK, A. (1962): Additional microplankton from Australian Cretaceous sediments - Micropaleontology, 8 (4) : 485-507
- COOKSON, I.C. & EISENACK, A. (1974): Mikroplankton aus australischen Mesozoischen und Tertiären Sedimenten - Palaeontographica, B, 148 (1-3) : 44-93
- CORRADINI, D. (1972): Non-calcareous microplankton from the Upper Cretaceous of the Northern Apennines - Boll. Soc. Paleont. Ital., 11 (2) : 119-197
- COSTA, L.I. & DOWNIE, C. (1976): The distribution of the dinoflagellate *Wetziella* in the Palaeogene of north-western Europe - Palaeontology, 19 : 591-614

- COSTA, L.I., DENNISON, C. & DOWNIE, C. (1978): The Paleocene/Eocene boundary in the Anglo-Paris Basin - J. Geol. Soc., **135** : 261-264
- COSTA, L.I. & DOWNIE, C. (1979): Cenozoic dinocyst stratigraphy of Site 403 to 406 (Rockall Plateau), IPOD, Leg 48 - in: MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., et al. : Init. Repts. DSDP **48** : 513-529
- DALE, B. (1976): Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in Recent sediments from Trondheimsfjord, Norway - Rev. Palaeobot. Palynol., **22** : 39-60
- DALE, B. (1978): Acritarchous cysts of *Peridinium faeroense* PAULSEN: implications for dinoflagellate systematics - Palynology, **2** : 187-193
- DALE, B. (1983): Dinoflagellate resting cysts: "benthic plankton" in: FRYXELL, G.A. (Hrsg.): Survival strategies of the algae : 69-136
- DALE, B. & DALE, A.L. (1992): Dinoflagellate Contributions to the Deep Sea - Ocean Biocoenosis Series **5** : 75 S.
- DAVEY, R.J. (1969): The evolution of certain Upper Cretaceous hystrichospheres from South Africa - Palaeont. Africana, **12** : 25-51
- DAVEY, R.J. (1970): Non-calcareous microplankton from the Cenomanian of England, northern France and North America, Part II - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., **18** (8) : 333-397
- DAVEY, R.J. (1971): Palynology and paleo-environmental studies, with special reference to the continental shelf sediments of South Africa - Proc. 2. Intern. Conf. on Planktonic Microfossils, Roma 1971 : 331-347
- DAVEY, R.J. & WILLIAMS, G.L. (1966a): The genera Hystrichosphaera and Achomosphaera - in: DAVEY, R.J., DOWNIE, C., SARJEANT, W.A.S. & WILLIAMS, G.L.: Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., Suppl. **3** : 28-52
- DAVEY, R.J. & WILLIAMS, G.L. (1966b): The genus *Hystrichosphaeridium* and its allies - in: DAVEY, R.J., DOWNIE, C., SARJEANT, W.A.S. & WILLIAMS, G.L.: Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., Suppl. **3** : 53-106
- DAVEY, R.J. & WILLIAMS, G.L. (1969): Generic reallocations - in: DAVEY, R.J., DOWNIE, C., SARJEANT, W.A.S. & WILLIAMS, G.L.: Appendix to Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., Appendix to Suppl. **3** : 4-7
- DE CONINCK, J. (1969): Dinophyceae et Acritarcha de l'Yprésien du Sondage de Kallo - Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique, Mem. **161** : 1-67
- DE CONINCK, J. (1975): Microfossiles à paroi organique de l'Yprésien du Bassin belge - Serv. Géol. Belgique, Prof. Paper **12** : 1-151
- DEFLANDRE, G. (1935): Considérations biologiques sur les microorganismes d'origine planctonique conservés dans les silex de la craie - Bull. biol. France Belgique, **69** : 213-244
- DEFLANDRE, G. (1937): *Phanerodinium*, genre nouveau de dinoflagellé fossile des silex - Bull. Soc. franc. Microscopie, **6** : 109-115

- DEFLANDRE, G. & COOKSON, I.C. (1955): Fossil microplankton from Australian Late Mesozoic and Tertiary sediments - *Austr. J. Mar. and Freshw. Res.*, **6** (2) : 242-313
- DE VERNAL, A. & MUDIE, P.J. (1989a): Late Pliocene to Holocene palynostratigraphy at ODP Site 645, Baffin Bay - *in*: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al. : *Proc. ODP, Sci. Results*, **105** : 387-398
- DE VERNAL, A. & MUDIE, P.J. (1989b): Pliocene and Pleistocene palynostratigraphy at ODP Sites 646 and 647, Eastern and Southern Labrador Sea - *in*: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al. : *Proc. ODP, Sci. Results*, **105** : 401-422
- DOWSETT, H.J. (1989): Application of the Graphic Correlation method to Pliocene marine sequences - *Mar. Micropaleontol.*, **14** : 3-32
- DRUGG, W.S. (1970): Some new genera, species, and combinations of phytoplankton from the Lower Tertiary of the Gulf Coast, U.S.A. - *North Am. Paleont. Conv.*, Chicago, 1969, *Proc. G* : 809-843
- DRUGG, W.S. & LOEBLICH, A.R.JR. (1967): Some Eocene and Oligocene phytoplankton from the Gulf Coast, U.S.A. - *Tulane Stud. Geol.*, **5** : 181-194
- DUTTA, S.K. & JAIN, K.P. (1980): Geology and palynology of the area around Lumshong, Jaintia Hills, Meghalaya, India - *Biol. Memoirs*, **5** (1) : 56-81
- DUXBURY, S. (1980): Barremian phytoplankton from Speeton, east Yorkshire - *Palaeontographica*, **B**, **173** : 107-146
- EATON, G.L. (1971): A morphogenetic series of dinoflagellate cysts from the Bracklesham Beds of the Isle of Wight, Hampshire, England - *in*: FARINACCI, A. (Hrsg.): *Proc. 2nd Planktonic Conf. Rome 1970*, Ed. Technosci., **1** : 355-379
- EATON, G.L. (1976): Dinoflagellate cysts from the Bracklesham Beds (Eocene) of the Isle of Wight, southern England - *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol.*, **26** : 227-332
- EDWARDS, L.E. (1984): Miocene dinocysts from Deep Sea Drilling Project Leg 81, Rockall Plateau, Eastern North Atlantic Ocean - *in*: ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., et al. : *Init. Repts. DSDP 81* : 581-594
- EDWARDS, L.E. & BEBOUT, J.W. (1981): Emendation of *Phthanoperidinium* DRUGG & LOEBLICH 1967, and a description of *P. brooksii* sp. nov. from the Eocene of the midatlantic outer continental shelf - *Palynology*, **5** : 29-41
- EHRMANN, W.U. & THIEDE, J. (1985): History of Mesozoic and Cenozoic Sediment Fluxes to the North Atlantic Ocean - *Contributions to Sedimentology*, **15** : 108 S.
- EISENACK, A. (1938): Die Phosphoritknollen der Bernsteinformation als Überlieferer tertiären Planktons - *Schriften der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg*, **70** : 181-188
- EISENACK, A. (1954): Mikrofossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der Hystrichosphaerideen - *Palaeontographica*, **A**, **105** (3-6) : 49-95
- EISENACK, A. (1958): Mikroplankton aus dem norddeutschen Apt - *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **106** : 383-422
- EISENACK, A. (1963): *Cordosphaeridium* n. g. ex *Hystrichosphaeridium*, Hystrichosphaeridea - *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **118** : 260-265



- EISENACK, A. (1965): Über einige Mikrofossilien des samländischen und norddeutschen Tertiärs - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **123** : 149-159
- EISENACK, A. (1967): Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Mikrofossilien, I Dinoflagellaten, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
- EISENACK, A. (Hrsgb.) (1973): Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Mikrofossilien, III-VI Acritarcha, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
- EISENACK, A. & GOCHT, H. (1960): Neue Namen für einige Hystrichosphären der Bernsteinformation Ostpreussens - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 511-518
- ENGEL, E.R. (1989): Palynologische Evidenz klimarelevanter Ereignisse in Miozänen Sedimenten des Nordatlantiks - unveröff. Diss., Philipps-Uni. Marburg : 113 S.
- EVITT, W.R. (1963): A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichospheres, and acritarchs, I - Proc. Nat. Acad. Sci., Washington, **49** : 158-164
- EVITT, W.R. (1985): Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation - Am. Assoc. Strat. Palynol. : 333 S.
- FARLEY, M.B. & TRAVERSE, A. (1990): Usefulness of palynomorph concentrations in distinguishing Paleogene depositional environments in Wyoming (U.S.A.) - Rev. Palaeobot. Palynol., **64** (1990) : 325-329
- GERLACH, E. (1961): Mikrofossilien aus dem Oligozän und Miozän Nordwestdeutschlands, unter besonderer Berücksichtigung der Hystrichosphären und Dinoflagellaten - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **112** : 143-228
- GOCHT, H. (1960): Die Gattung *Chiropteridium* n. gen. (Hystrichosphaeridea) im deutschen Oligozän - Paläont. Zeitschr., **34** : 221-232
- GOCHT, H. (1968): Zur Morphologie und Ontogenie von *Thalassiphora* (Dinoflagellata) - Palaeontographica, A, **129** : 149-156
- GOCHT, H. (1969): Formengemeinschaften alttertiären Mikroplanktons aus Bohrproben des Erdölfeldes Meckelfeld bei Hamburg - Palaeontographica, B, **126** : 1-100
- GOCHT, H. (1976): *Hystrichosphaeropsis quasicribrata* (O. Wetzell), ein Dinoflagellat aus dem Maastricht Nordeuropas - N. Jb. Geol. Paläont., Mh. : 321-336
- GOODMAN, D.K. & WITMER, R.J. (1985): Archeopyle variation and paratabulation in the dinoflagellate *Diphyes colligerum* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) COOKSON 1965 - Palynology, **9** : 61-83
- GORSHKOV, S.G. (1985): World ocean atlas, Vol. 2: Atlantic & Indian Oceans - Pergamon Press : 306 S.
- HAAKE, B. & ITTEKKOT, V. (1990a): Die Wind-getriebene "biologische Pumpe" und der Kohlenstoffentzug im Ozean.- Naturwissenschaften, **77** : 75-79
- HAAKE, B. & ITTEKKOT, V. (1990b): Eine windgetriebene biologische Kohlendioxidpumpe im Ozean.- Spektrum der Wissenschaft, **2** : 21-24
- HABIB, D. (1972): Dinoflagellate stratigraphy Leg 11, DSDP - in: HOLLISTER, C.D., EWING, J.I., et al.: Init. Repts. DSDP **11** : 367-425

- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change - Sea-Level Changes - An Integrated Approach, SEPM Special Publication, **42** : 71-108
- HARLAND, R. (1977): Recent and Late Quaternary (Flandrian and Devensian) dinoflagellate cysts from marine continental shelf sediments around the British Isles - *Palaeontographica*, B, **164** (4-6) : 87-126
- HARLAND, R. (1978): Quaternary and Neogene dinoflagellate cysts - *in*: THUSU, B. (1978): Distribution of Biostratigraphically Diagnostic Dinoflagellate Cysts and Miospores from the Northwest European Continental Shelf and Adjacent Areas - Inst. Kontinentalsokkelundersokelser Publ., **100** : 7-17
- HARLAND, R. (1979): Dinoflagellate biostratigraphy of Neogene and Quaternary sediments at Holes 400/400A in the Bay of Biscay (Deep Sea Drilling Project Leg 48) - *in*: MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., et al.: Init. Repts. DSDP **48** : 531-545
- HARLAND, R. (1983): Distribution maps of Recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas - *Palaeontology*, **26** : 321-387
- HARLAND, R. (1984): Quaternary dinoflagellate cysts from hole 552A, Rockall Plateau, Deep Sea Drilling Project Leg 81 - *in*: ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., et al.: Init. Repts. DSDP **81** : 541-546
- HARLAND, R. & HILL, J. (1979): A reappraisal of the Cainozoic dinoflagellate cyst "*Hystri-chosphaeridium*" *choanophorum* Deflandre & Cookson 1955 - *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **28** : 37-45
- HARLAND, R., REID, P.C., DOBELL, P. & NORRIS, G. (1980): Recent and sub-Recent dinoflagellate cysts from the Beaufort Sea, Canadian Arctic - *Grana*, **19** : 211-225
- HARLAND, R. & SHARP, J. (1986): Elongate *Spiniferites* cysts from North Atlantic bottom sediments - *Palynology*, **10** : 25-34
- HEAD, M.J. & NORRIS, G. (1989): Palynology and dinocyst stratigraphy of the Eocene and Oligocene in ODP Leg 105, Hole 647A, Labrador Sea - *in*: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al.: Proc. ODP, Sci. Results **105** : 515-550
- HEAD, M.J., NORRIS, G. & MUDIE, P.J. (1989a): Palynology and dinocyst stratigraphy of the Upper Miocene and Lowermost Pliocene, ODP Leg 105, Site 646, Labrador Sea - *in*: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al.: Proc. ODP, Sci. Results **105** : 423-451
- HEAD, M.J., NORRIS, G. & MUDIE, P.J. (1989b): New species of Dinocysts and a new species of acritarch from the Upper Miocene and Lowermost Pliocene, ODP Leg 105, Site 646, Labrador Sea - *in*: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al.: Proc. ODP, Sci. Results **105** : 453-466
- HEAD, M.J., NORRIS, G. & MUDIE, P.J. (1989c): Palynology and dinocyst stratigraphy of the Miocene in ODP Leg 105, Hole 645E, Baffin Bay - *in*: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al.: Proc. ODP, Sci. Results **105** : 467-514
- HELENES, J. (1984): Morphological analysis of Mesozoic-Cenozoic *Cribroperidinium* (Dinophyceae), and taxonomic implications - *Palynology*, **8** : 107-137
- HEUSSER, L. (1978): Spores and pollen in the marine realm - *in*: HAQ, B.U. & BOERSMA, A. (eds.): Introduction to Marine Micropaleontology : 327-339

- HEUSSER, L. (1983): Pollen distribution in the bottom sediments of the western North Atlantic Ocean - *Marine Micropaleont.*, **8** : 77-88
- IBRAHIM, A.C. (1933): Sporenformen des Aegirhorizontes des Ruhrreviers - Diss. T.H. Berlin
- IOANNIDES, N.S., STAVRINOS, G.N. & DOWNIE, C. (1977): Kimmeridgian microplankton from Clavel's Hard, Dorset, England - *Micropaleont.*, **22** (4) : 443-478
- ISLAM, M.A. (1982): Archeopyle structure in the fossil dinoflagellate *Phthanoperidinium* - *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **36** : 305-316
- JAN DU CHÉNE, R. (1977): Etude palynologique du Miocène Supérieur Andalou (Espagne) - *Rev. Españ. Micropaleont.*, **IX** (1) : 97-114
- JAN DU CHÉNE, R., STOVER, L.E. & DE CONINCK, J. (1985): New observations on the dinoflagellate cyst genus *Kallosphaeridium* De Coninck, 1969 - *Cahiers de Micropal. C.N.R.S.*, **4** : 1-18
- JAN DU CHÉNE, R. & LONDEIX, L. (1988): Données nouvelles sur *Achomosphaera andalou-siense* JAN DU CHÉNE, 1977, kyste de dinoflagellé fossile - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **12** : 237-250
- KLAUS, W. (1987): Einführung in die Paläobotanik, Band I : 314 S.
- KLEMENT, K.W. (1960): Dinoflagellaten und Hystriosphærideen aus dem unteren und mittleren Malm Südwestdeutschlands - *Palaeontographica*, **A**, **114** (1-4) : 1-104
- KLUMPP, B. (1953): Beitrag zur Kenntnis der Mikrofossilien des mittleren und oberen Eozän - *Palaeontographica*, **A**, **103** : 377-406
- KORENEVA, E.V., ZAKLINSKAYA, E.D., BRATSEVA, G.M. & KARTASHOVA, G.G. (1976): Palynology studies of Sites 336, 338, 346, and 348, DSDP Leg 38 - in: TALWANI, M., UDINTSEV, G., et al.: *Init. Repts.*, DSDP **38** : 1169-1194
- KRUTZSCH, W. (1957): Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verbreitung - *Zeitschrift f. angewandte Geologie*, **11/12** : 509-548
- KRUTZSCH, W. (1959): Einige neue Formgattungen und -arten von Sporen und Pollen aus der Mitteleuropäischen Oberkreide und dem Tertiär - *Palaeontographica*, **B**, **105** (5-6) : 125-157
- KRUTZSCH, W. (1962): Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen-sowie Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas, Lieferung I-VII
- LENOIR, E.A. & HART, G.F. (1988): Palynofacies of some Miocene sands from the Gulf of Mexico, Offshore Louisiana, U.S.A. - *Palynology*, **12** : 151-165
- LENTIN, J.K. & WILLIAMS, G.L. (1976): A monograph of fossil peridinoid dinoflagellate cysts - *Bedford Inst. Oceanogr., Rep. Ser.*, **BI-R-75-16** : 1-237
- LENTIN, J.K. & WILLIAMS, G.L. (1985): Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1985 edition - *Can. Tech. Rep. Hydrogr. Ocean Sci.*, **60** : 449 S.
- LENTIN, J.K. & WILLIAMS, G.L. (1989): Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1989 edition - *Can. Tech. Rep. Hydrogr. Ocean Sci.*, **60** : 473 S.



- LIENGJAERERN, M., COSTA, L. & DOWNIE, C. (1980): Dinoflagellate cysts from the Upper Eocene Lower-Oligocene of the Isle of Wight - *Palaeontology*, **23** : 475-499
- LOEBLICH, A.R.JR. & LOEBLICH, A.R. III (1966): Index to the genera, subgenera, and sections of the Pyrrophyta - *Stud. Trop. Oceanogr.*, Miami, **3**
- LUCAS-CLARK, J. (1987): *Wigginella* n. gen., *Spongodinium*, and *Apteodinium* as members of the *Aptiana-Ventriosum* complex (fossil Dinophyceae) - *Palynology*, **11** : 155-184
- MAI, D.H. (1991): Palaeofloristic changes in Europe and the confirmation of the Arctotertiary-Palaeotropical geofloral concept - *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **68** : 29-36
- MAIER, D. (1959): Planktonuntersuchungen in tertiären und quartären marinen Sedimenten - *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **107** (3) : 278-340
- MANUM, S.B. (1976): Dinocysts in Tertiary Norwegian-Greenland Sea sediments (Deep Sea Drilling Project Leg 38), with observations on palynomorphs and palynodebris in relation to environment - in: TALWANI, M., UDINTSEV, G., et al.: *Init. Repts. DSDP* **38** : 897-919
- MANUM, S.B. (1979): Two new Tertiary dinocyst genera from the Norwegian Sea: *Lophocysta* and *Evittospaherula* - *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **28** : 237-248
- MANUM, S.B., BOULTER, M.C., et al. (1989): Eocene to Miocene palynology of the Norwegian Sea (ODP Leg 104) - in: ELDHOLM, O., THIEDE, J., TAYLOR, E., et al.: *Proc. ODP Sci. Results* **104** : 611-662
- MATSUOKA, K. (1983): Late Cenozoic dinoflagellates and acritarchs in the Niigata District, central Japan - *Palaeontographica, B*, **187** (1-3) : 89-154
- MATSUOKA, K. & BUJAK, J.P. (1988): Cenozoic dinoflagellate cysts from the Navarin Basin, Norton Sound and St. George Basin, Bering Sea - *Bull. of the Faculty of Liberal Arts Nagasaki University, Natural Sciences*, **29** (1) : 1-147
- MATTHIESSEN, J. (1991): Dinoflagellaten-Zysten im Spätquartär des Europäischen Nordmeeres: Palökologie und Paläo-Ozeanographie - *GEOMAR Report*, **7**: 104 S.
- MAY, F.E. (1980): Dinoflagellate cysts of the Gymnodiniaceae, Peridiniaceae, and Gonyaulacaceae from the Upper Cretaceous Monmouth Group, Atlantic Highlands, New Jersey - *Palaeontographica, B*, **172** : 10-116
- MILLER, K.G., FAIRBANKS, R.G. & MOUNTAIN, G.S. (1987a): Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion - *Paleoceanography*, **2** (1) : 1-19
- MILLER, K.G., JANECEK, T.R., KATZ, M.E. & KEIL, D.J. (1987b): Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary - *Paleoceanography*, **2** (6) : 741-761
- MILLER, K.G., WRIGHT, J.D. & FAIRBANKS, R.G. (1991a): Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene Oxygen Isotopes, Eustasy, and Margin Erosion - *J. Geophys. Research.*, **96** (B4) : 6829-6848
- MILLER, K.G., FEIGENSON, M.D., WRIGHT, J.D., et al. (1991b): Miocene isotope reference section, Deep Sea Drilling Project Site 608: an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution - *Paleoceanography*, **6** (1) : 33-52

- MORGENROTH, P. (1966): Mikrofossilien und Konkretionen des nordwesteuropäischen Unter-eozäns - *Palaeontographica*, B, **119** : 1-53
- MOULLADE, M. (1987): Deep Sea Drilling Project Leg 93: Biostratigraphic Synthesis - *in*: VAN HINTE, J.E. WISE, S.W., et al.: *Init. Repts. DSDP 93* (Pt. 2) : 1271-1283
- MUDIE, P. (1987): Palynology and dinoflagellate biostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Leg 94, Sites 607 and 611, North Atlantic Ocean - *in*: RUDDIMAN, W.F., KIDD, R.B., THOMAS, E., et al.: *Init. Repts. DSDP 94* (Pt. 2) : 785-812
- MUDIE, P. (1989): Palynology and dinocyst biostratigraphy of the Late Miocene to Pleistocene, Norwegian Sea: ODP Leg 104, Sites 642 to 644 - *in*: ELDHOLM, O., THIEDE, J., TAYLOR, E., et al.: *Proc. ODP Sci. Results 104* : 587-610
- MUDIE, P.J. & HELGASON, J. (1983): Palynological evidence for Miocene climatic cooling in eastern Iceland about 9.8 Myr ago - *Nature*, **303** : 689-692
- MUDIE, P., DE VERNAL, A. & HEAD, M.J. (1990): Neogene to Recent palynostratigraphy of Circum-Arctic Basins: Results of ODP Leg 104, Norwegian Sea, Leg 105, Baffin Bay, and DSDP Site 611, Irminger Sea - *in*: BLEIL, U. & THIEDE, J. (Hrsg.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic* : S. 609-646
- MULLER, J. (1959): Palynology of Recent Orinoco Delta and shelf sediments - *Micropaleontology*, **5** (1) : 1-32
- NEALE, J.W. & SARJEANT, W.A.S. (1962): Microplankton from the Speeton Clay of Yorkshire - *Geol. Mag.*, **99** (5) : 439-458
- PFLUG, H.D. (1959): Beiträge zur Klimageschichte Islands. VIII. Sporenbilder aus Island und ihre stratigraphische Deutung - *Neues Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **107** (2) : 141-172
- PIASECKI, S. (1980): Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Miocene Hodde and Gram Formations, Denmark - *Bull. geol. Soc., Denmark*, **29** : 53-76
- POTONIÉ, R. (1956-1975): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae, 7 vols. - I-VI Beihefte Geol. Jb., **23, 31, 39, 72, 87, 94**, Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **25**
- POTONIÉ, R. & VENITZ, H. (1934): Zur Mikrobotanik des miozänen Humodils der Niederrheinischen Bucht - *Arb. Inst. Paläobot. u. Petr. Brennst. 5*, Preuß. Geol. L.A. Berlin
- POTONIÉ, R. & GELLETICH, J. (1954): Über Pteridophyten-Sporen einer eozänen Braunkohle aus Dorog in Ungarn - *S.-B. Ges. nat. Freunde* (1932), **33** : 517-528
- POTONIÉ, R. & KREMP, G. (1954): Die Gattungen der palaeozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie - *Geol. Jb.*, **69** : 111-194
- POWELL, A.J. (1986a): Latest Paleogene and earliest Neogene dinoflagellate cysts from the Lemme Section, Northwest Italy - *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contr. Ser.*, **17** : 83-104
- POWELL, A.J. (1986b): A dinoflagellate cyst biozonation for the Late Oligocene to Middle Miocene succession of the Langhe region, Northwest Italy - *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contr. Ser.*, **17** : 105-128
- POWELL, A.J. (1986c): The stratigraphic distribution of Late Miocene dinoflagellate cysts from the Castellanian Superstage stratotype, Northwest Italy - *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contr. Ser.*, **17** : 129-150

- POWELL, A.J. (1988): A preliminary investigation into the Neogene dinoflagellate cyst biostratigraphy of the British Southwestern approaches - Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, **12** (1) : 277-311
- REID, P.C. (1974): Gonyaulacacean dinoflagellate cysts from the British Isles - Nova Hedwigia, Beihefte, **25** : 579-636
- REID, P.C. (1977): Peridiniacean and Glenodiniacean dinoflagellate cysts from the British Isles - Nova Hedwigia, **29** : 429-463
- REID, P.C. & HARLAND, R. (1977): Studies of Quaternary dinoflagellate cysts from the North Atlantic - AASP Contribution Series, **1** (5A) : 147-169
- ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., et al. (1984): Init. Repts. DSDP **81**, Washington (U.S. Govt. Printing Office) : 923 S.
- ROMANKEVICH, E. A. (1984): Geochemistry of Organic Matter in the Ocean - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo : 334 S.
- ROSSIGNOL, M. (1962): Analyse pollinique de sédiments marins Quaternaires en Israël. II Sédiments Pléistocènes - Pollen et Spores, **4** : 121-148
- ROSSIGNOL, M. (1964): Hystriosphères du Quaternaire en Méditerranée orientale, dans les sédiments Pléistocènes et les boues marines actuelles - Rev. Micropaléont., **7** : 287-318
- SARJEANT, W.A.S. (1966): dinoflagellate cysts with *Gonyaulax*-type tabulation- in: DAVEY, R.J., DOWNIE, C., SARJEANT, W.A.S. & WILLIAMS, G.L.: Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., Suppl. **3** : 107-156
- SARJEANT, W.A.S. (1969): Taxonomic changes - in: DAVEY, R.J., DOWNIE, C., SARJEANT, W.A.S. & WILLIAMS, G.L.: Appendix to "Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts" - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., App. to Suppl. **3** : 7-15
- SARJEANT, W.A.S. (1970): The genus *Spiniferites* Mantell, 1850 (Dinophyceae) - Grana, **10** : 74-78
- SARJEANT, W.A.S. (1981): A restudy of some dinoflagellate cyst holotypes in the University of Kiel Collections II. The Eocene holotypes of Barbara Klumpp (1953); With a revision of the genus *Cordosphaeridium* Eisenack, 1963 - Meyniana, **33** : 97-132
- SARJEANT, W.A.S. (1984): Restudy of some dinoflagellate cysts from the Oligocene and Miocene of Germany - J. Micropalaeont., **3** (2) : 73-94
- SARJEANT, W.A.S. (1985): The German Aptian dinoflagellate cysts of Eisenack (1958): A restudy - Rev. Palaeobot. Palynol., **45** : 47-106
- SARJEANT, W.A.S. (1986): A restudy of Pastiels' (1948) dinoflagellate cysts from the Early Eocene of Belgium - Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique, Bull., **56** : 5-43
- SARJEANT, W.A.S. & STOVER, L.E. (1978): *Cyclonephelium* and *Tenua* : a problem in dinoflagellate cyst taxonomy - Grana, **17** (1) : 47-54
- SARJEANT, W.A.S., LACALLI, T. & GAINES, G. (1987): The cysts and skeletal elements of dinoflagellates: speculations on the ecological causes for their morphology and development - Micropaleontology, **33** (1) : 1-36



- SARTI, M. & VON RAD, U. (1987): Early Cretaceous turbidite sedimentation at Deep Sea Drilling Project Site 603, off Cape Hatteras (Leg 93) - *in*: VAN HINTE, J.E., WISE, S.W. et al.: Init. Repts. DSDP 93 : 891-940
- SCHWARZBACH, M. & PFLUG, H.D. (1957): Beiträge zur Klimageschichte Islands VI. Das Klima des jüngeren Tertiärs in Island - N. Jb. Geol. u. Paläontol., Abh., 104 (3) : 279-298
- SHAW, A.B. (1964): Time in Stratigraphy - McGraw-Hill, New York
- SMETACEK, V. (1991): Die Primärproduktion der marinen Plankton-Algen - Biologie der Meere, Verständliche Forschung, Spektrum Akademischer Verlag : 34-44
- STANLEY, E.A. (1965): Use of reworked pollen and spores for determining the Pleistocene - Recent and the Intra-Pleistocene boundaries - Nature, 206 : 289-291
- STANLEY, E.A. (1966a): The problem of reworked pollen and spores in marine sediments - Marine Geology, 4 (1966) : 397-408
- STANLEY, E.A. (1966b): The application of palynology to oceanology with reference to the northwestern Atlantic - Deep-Sea Research, 13 : 921-939
- STANLEY, E.A. (1967): Palynology of six ocean-bottom cores from the south-western Atlantic Ocean - Rev. Palaeobot. Palynol., 2 (1967) : 195-203
- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis - Pollen et Spores, 13 (4) : 615-621
- STOVER, L.E. (1975): Observations on some Australian Eocene dinoflagellates - Geoscience and Man, 11 : 35-45
- STOVER, L.E. (1977): Oligocene and Early Miocene dinoflagellates from Atlantic corehole 5/5B, Blake Plateau - AASP Contribution Series, 1 5A : 66-89
- STOVER, L.E. & EVITT, W.R. (1978): Analyses of pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates - Stanford University Publ., Geol. Sci., 15 : 1-300
- TAYLOR, F.J.R. & POLLINGER, U. (1987): Ecology of dinoflagellates - *in*: TAYLOR, F.J.R. (Hrsg.): The biology of dinoflagellates - Bot. Monogr. 21, Blackwell Sci. Publ., Oxford : 399-529
- TCHERNIA, P. (1980): Descriptive Regional Oceanography - Pergamon Press
- THIEDE, J. (1979): History of the North Atlantic Ocean: evolution of an asymmetric zonal paleo-environment in a latitudinal ocean basin - *in*: TALWANI, M., HAY, W. & RYAN, W.B.F., (Eds.): Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment - Washington, D.C. (Am. Geophys. Union); Maurice Ewing Ser., 3 : 275-296
- THIEDE, J. & ELDHOLM, O. (1983): Speculations about the paleodepth of the Greenland-Scotland Ridge during the Late Mesozoic and Cenozoic times - *in*: BOTT, M.H.P., SAXOV, S., TALWANI, M. & THIEDE, J. (Hrsg.): Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge - New Methods and Concepts, New York (Plenum Press) : 445-456
- THOMSON, P.W. & PFLUG, H.D. (1953): Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs - Palaeontographica, B, 94 (1-3) : 1-138

- TRAVERSE, A. (1988): Paleopalynology : 600 S.
- VAN HINTE, J.E., WISE, S.W.JR. et al. (1987): Init. Repts. DSDP 93 Pt. 1 Washington (U.S. Govt. Printing Office) : 469 S.
- WALL, D. (1967): Fossil microplankton in deep-sea cores from the Caribbean Sea - palaeontology, **10** : 95-123
- WALL, D. & DALE, B. (1967): The resting cysts of modern dinoflagellates and their palaeontological significance - Rev. Palaeobot. Palynol., **2** : 349-354
- WALL, D. & DALE, B. (1971): A reconsideration of living and fossil *Pyrrophacus* Stein, 1883 (Dinophyceae) - J. Phycol., **7** (3): 221-235
- WALL, D., DALE, B. & HARADA, K. (1973): Descriptions of new dinoflagellates from the Late Quaternary of the Black Sea - Micropaleont., **19** : 18-31
- WALL, D., DALE, B., LOHMANN, G.P. & SMITH, W.K. (1977): The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas - Mar. Micropaleont., **2** : 121-200
- WEILER, H. (1956): Über einen Fund von Dinoflagellaten, Coccolithophoriden und Hystrichosphaerideen im Tertiär des Rheintales - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **104** : 129-147
- WETZEL, O. (1933): Die in organischer Substanz erhaltenen Mikrofossilien des baltischen Kreide-Feuersteins mit einem sediment-petrographischen und stratigraphischen Anhang - Palaeontographica, A, **78** : 1-110
- WILLIAMS, D.B. (1971): The distribution of marine dinoflagellates in relation to physical and chemical conditions - in: FUNNELL, B.M. & RIEDEL, W.R. : Micropaleontology of Oceans : 91-95
- WILLIAMS, D.B. & SARJEANT, W.A.S. (1967): Organic-walled microfossils as depth and shoreline indicators - Marine Geology, **5** (1967) : 389-412
- WILLIAMS, G.L. (1975): Dinoflagellate and spore stratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, offshore Eastern Canada - Offshore Geology of Eastern Canada, Geol. Surv. Can., Paper **74-30** (2) : 107-161
- WILLIAMS, G.L. (1978a): Dinoflagellates, acritarchs and tasmanitids - in: HAQ, B.U. & BOERSMA, A., (Hrsg.): Introduction to Marine Micropaleontology : 293-326
- WILLIAMS, G.L. (1978b): Palynological biostratigraphy, Deep Sea Drilling Project Sites 367 and 370 - in: LANCELOT, Y., SEIBOLD, E., et al.: Init. Repts. (Suppl. to Vol. 38,39,40,41) **41** : 783-815
- WILLIAMS, G.L. & DOWNIE, C. (1966a): The genus *Hystrichokolpoma* - in: DAVEY, R.J., DOWNIE, C., SARJEANT, W.A.S. & WILLIAMS, G.L.: Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellates - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., Suppl. **3** : 176-181
- WILLIAMS, G.L. & DOWNIE, C. (1966b): Further dinoflagellate cysts from the London Clay - in: DAVEY, R.J., DOWNIE, C., SARJEANT, W.A.S. & WILLIAMS, G.L.: Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellates - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., Suppl. **3** : 215-235

- WILLIAMS, G.L. & BRIDEAUX, W.W. (1975): Palynologic analyses of Upper Mesozoic and Cenozoic rocks of the Grand Banks, Atlantic continental margin - Geol. Surv. Can., Bulletin, **236** : 163 S.
- WILLIAMS, G.L. & BUJAK, J.P. (1977): Cenozoic palynostratigraphy of offshore Eastern Canada - AASP Contribution Series, **5A** : 14-47
- WILSON, G.J. (1973): Palynology of the middle Pleistocene Te Piki bed, Cape Runaway, New Zealand - N. Zeal. J. Geol. Geophys., **16** : 345-354
- WILSON, G.J. & CLOWES, C.D. (1980): A concise catalogue of organic-walled fossil dinoflagellate genera - N. Zeal. Geol. Survey, Rep., **92** : 199 S.
- WOLD, C.N. (1992): Paleobathymetry and sediment accumulation in the northern North Atlantic and southern Greenland-Iceland-Norwegian Sea - Diss. CAU Kiel, 255 S.
- WOLFE, J.A. (1978): A Paleobotanical Interpretation of Tertiary Climates in the Northern Hemisphere - American Scientist, **66** : 694-703
- WOLFE, J.A. (1980): Tertiary climates and floristic relationships at high latitudes in the northern hemisphere - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **30** : 313-323
- WRENN, J.W. (1988): Differentiating species of the dinoflagellate cyst genus *Nematosphaeropsis* DEFLANDRE & COOKSON 1955 - Palynology, **12** : 129-150
- WRIGHT, J.D., MILLER, K.G. & FAIRBANKS, R.G. (1991): Evolution of modern deepwater circulation: evidence from the Late Miocene Southern Ocean - Paleooceanography, **6** (2) : 275-290
- WRIGHT, J.D., MILLER, K.G. & FAIRBANKS, R.G. (1992): Early and Middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate - Paleooceanography, **7** (3) : 357-389
- YUN, H.S. (1981): Dinoflagellaten aus der Oberkreide (Santon) von Westfalen - Palaeontographica, B, **177** : 1-89
- ZAKLINSKAYA, E.D. (1980): Influence of oceanic and epicontinental water barriers on formation of the floristic kingdoms and their areas - Proc. IV Int. Palynol. Conf., Lucknow (1976-77), **2** : 500-505



## 8. Fototafeln

## Tafel 1

1, 2, 3: *Impagidinium patulum* (Präparat 603-25-5)

4, 7: *Achomophaera andalousiense* (Präparat 603-25-5)

5, 8: *Spiniferites ramosus* Gruppe (Präparat 603-26-2)

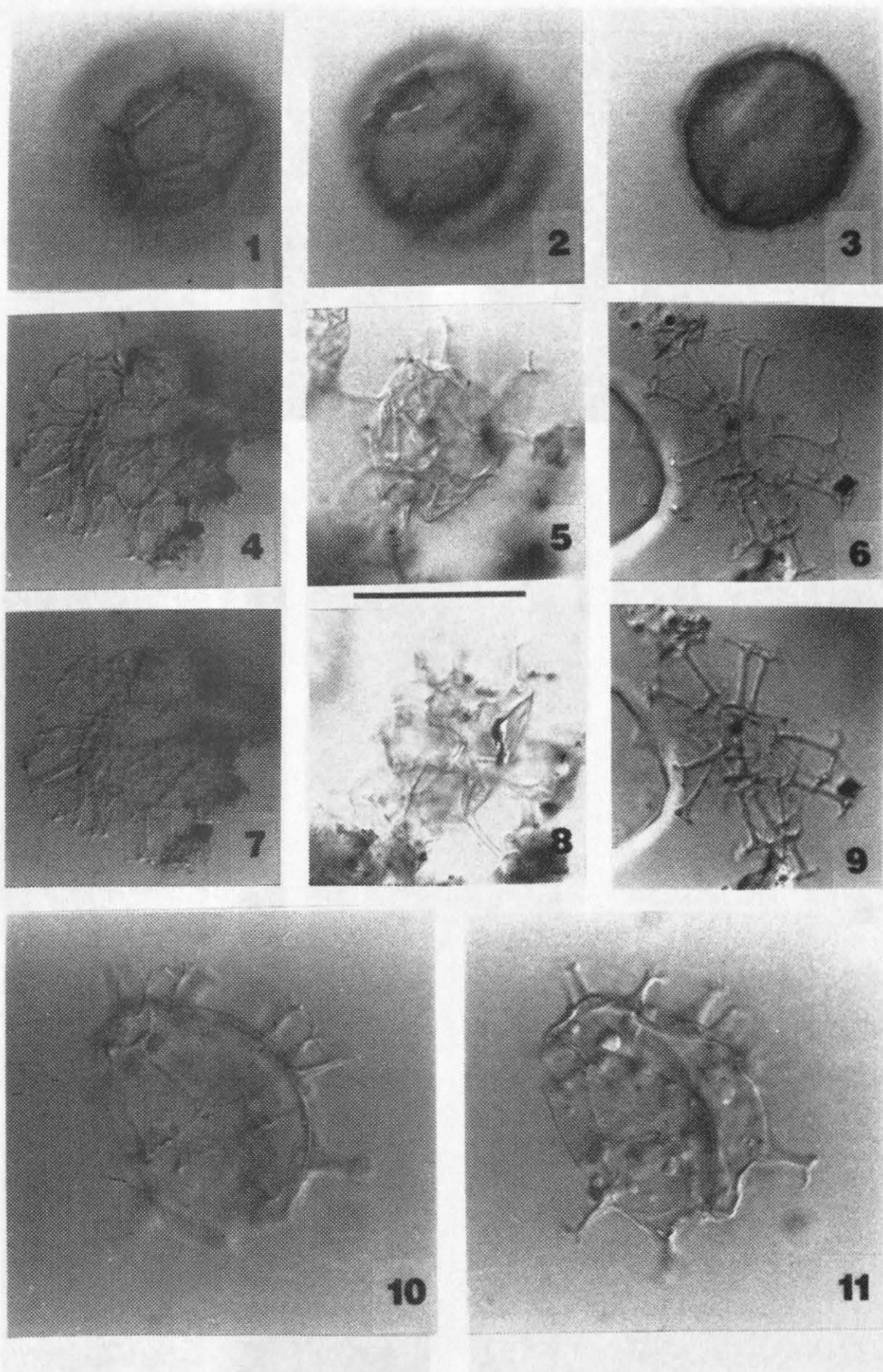
6, 9: *Reticulatisphaera actinocoronata* (Präparat 603-47-1 I)

10, 11: *Spiniferites ramosus* Gruppe (Präparat 603-26-2)

Maßstab: 1-3, 4, 7, 5, 8: 75 µm

6, 9, 10, 11: 30 µm

Tafel 1



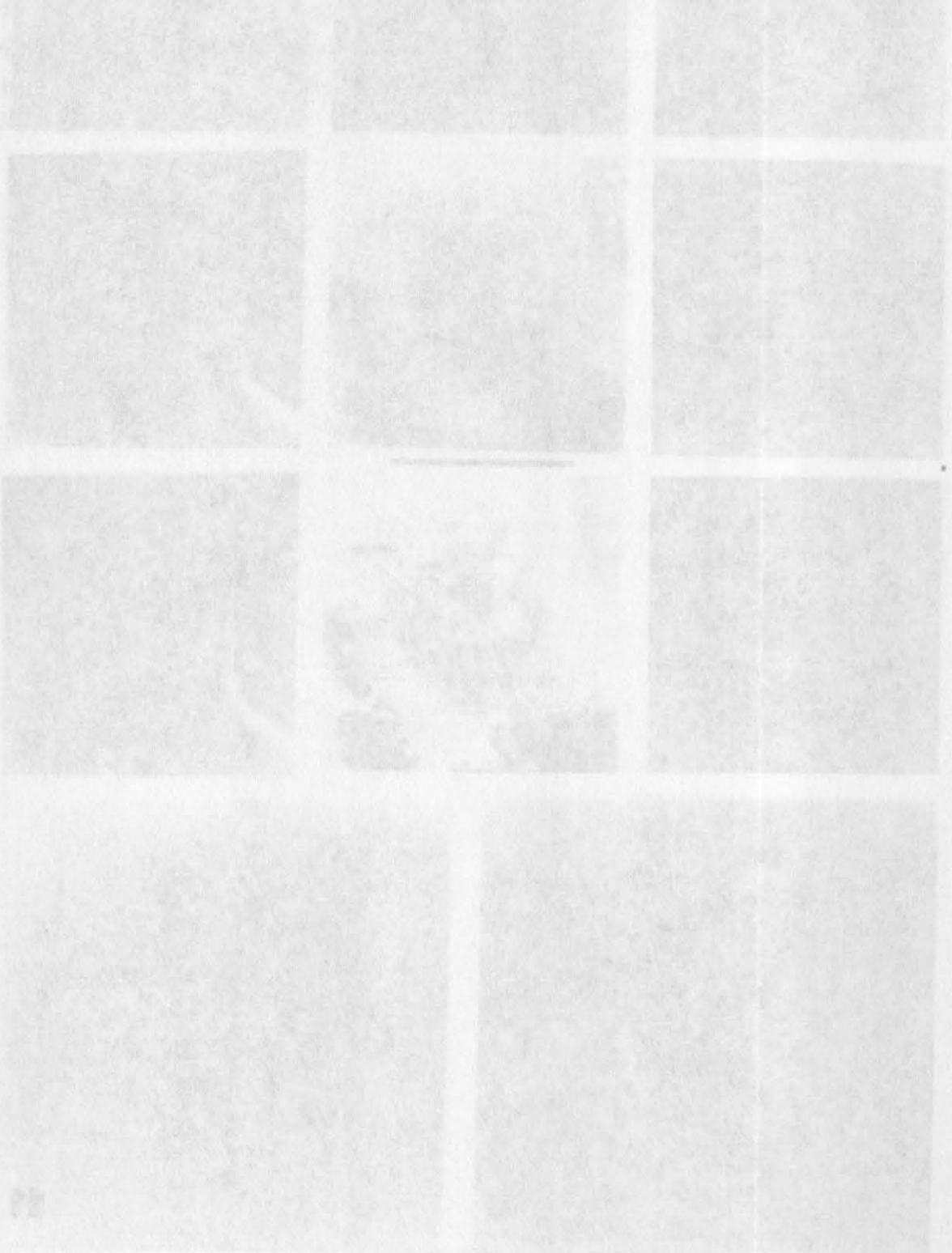
## Tafel 2

1, 2: *Operculodinium crassum* (Präparat 603-26-2)

3, 4, 5: *Hystrichosphaeropsis obscura* (Präparat 603-26-5)

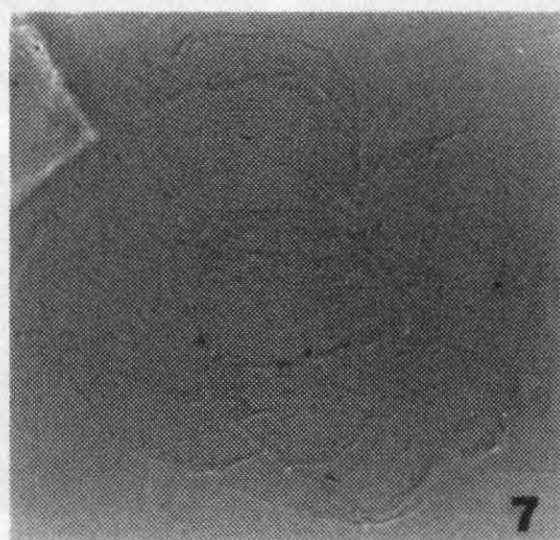
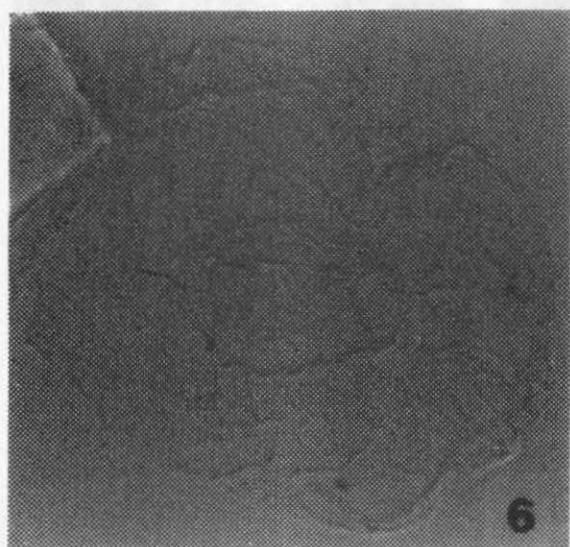
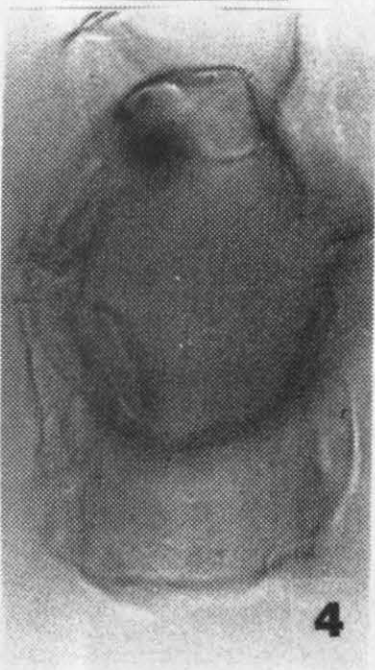
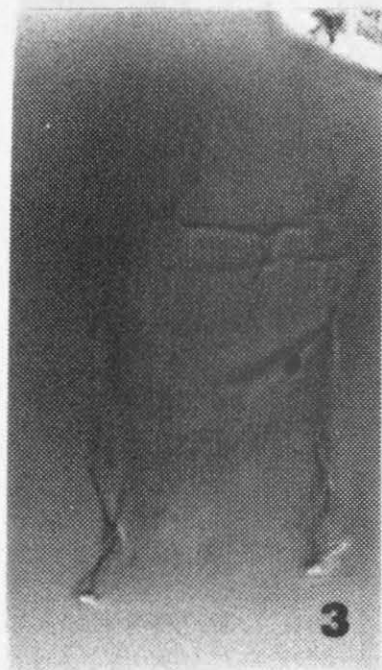
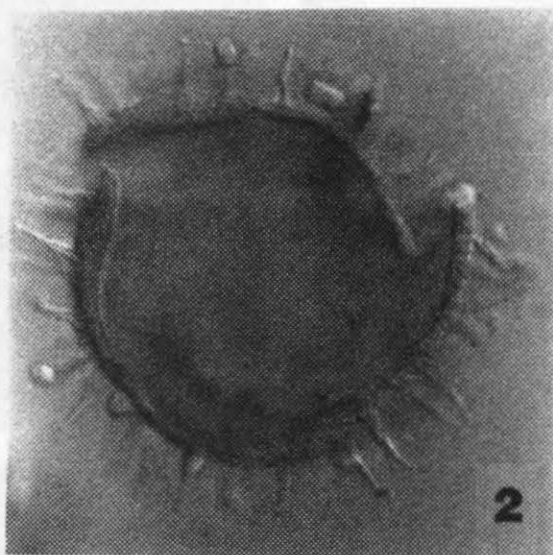
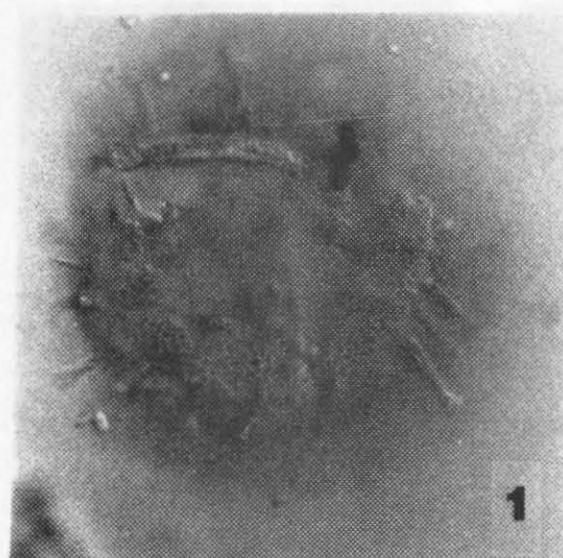
6, 7: *Invertocysta lacrymosa* (Präparat 603-30-2)

Maßstab: 30 µm





Tafel 2



## Tafel 3

1, 4, 7: *Diphyes colligerum* (Präparat 552-12-5)

2, 5, 8: *Melitasphaeridium choanophorum* (Präparat 603-18-1)

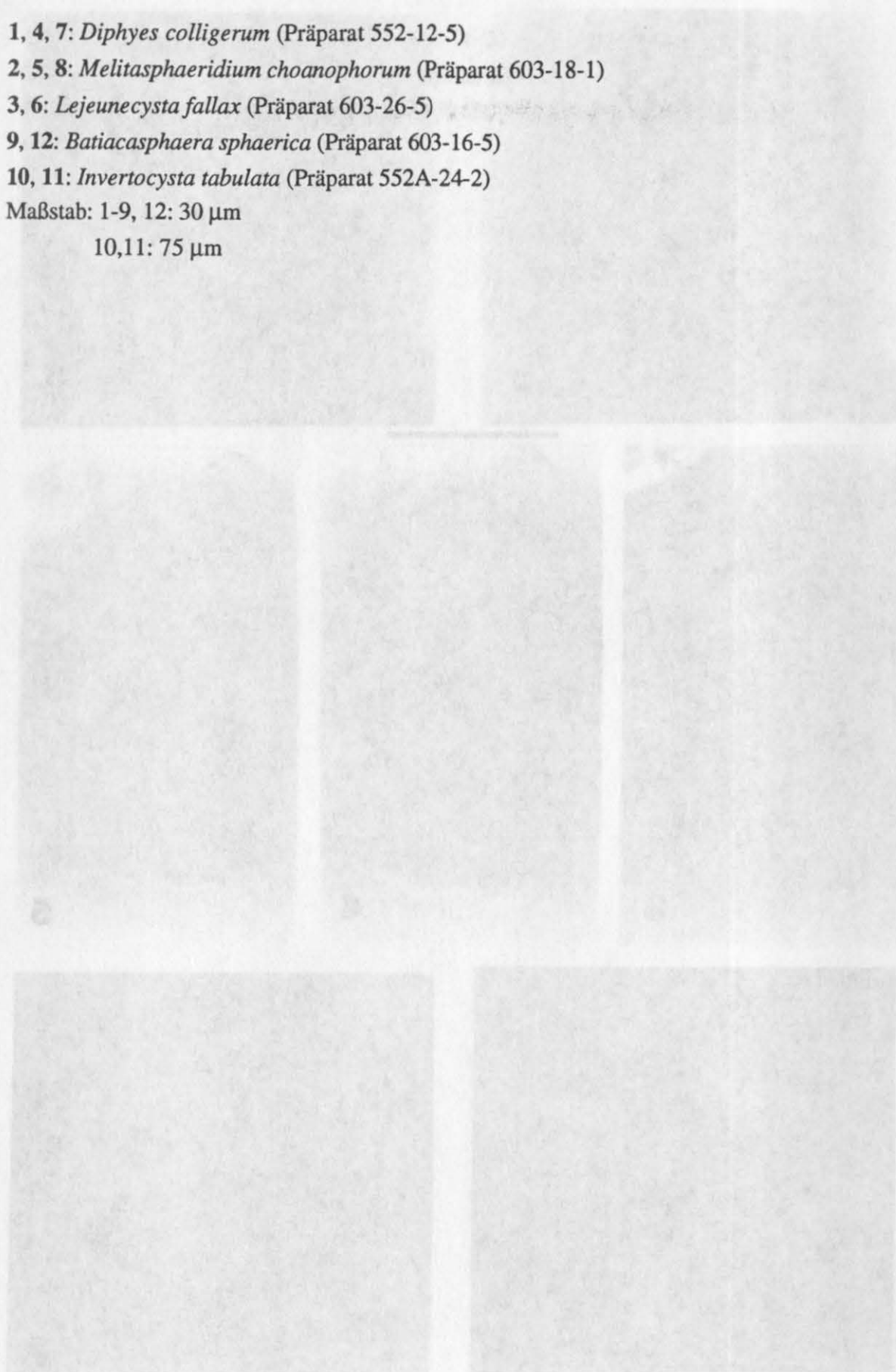
3, 6: *Lejeunecysta fallax* (Präparat 603-26-5)

9, 12: *Batiacasphaera sphaerica* (Präparat 603-16-5)

10, 11: *Invertocysta tabulata* (Präparat 552A-24-2)

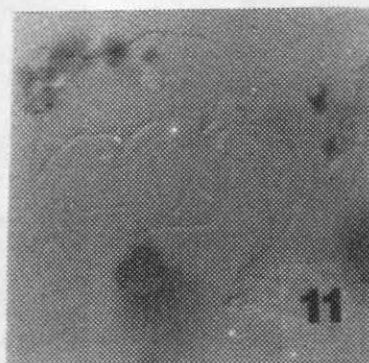
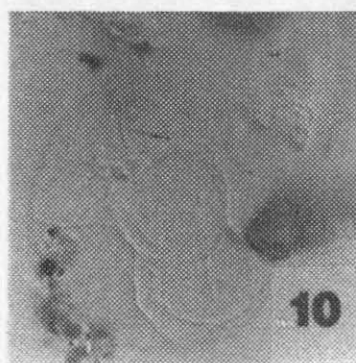
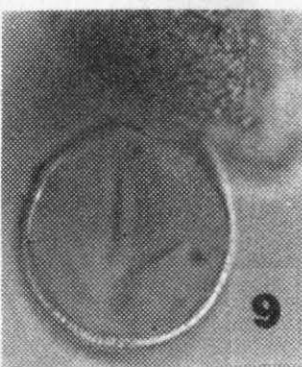
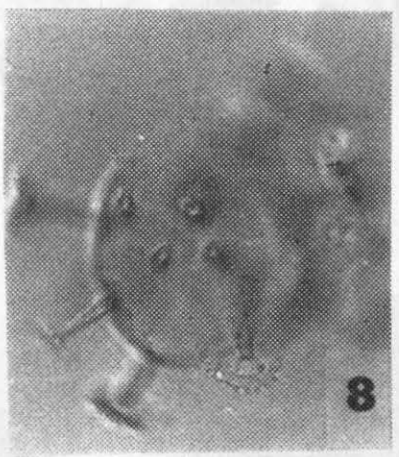
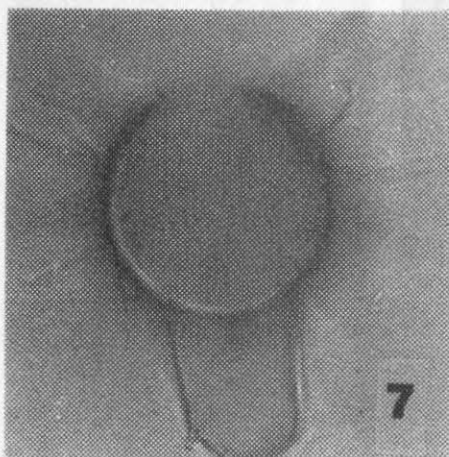
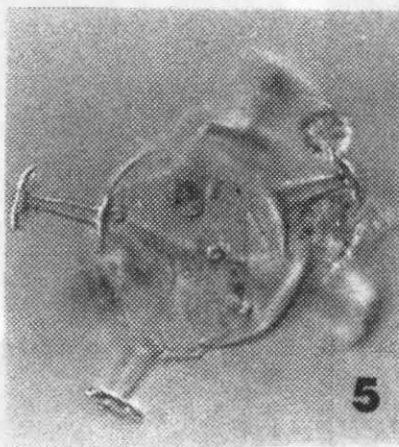
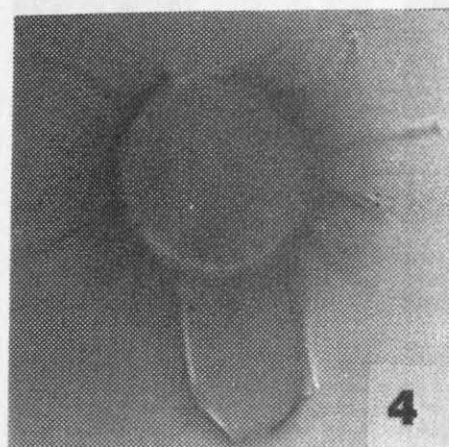
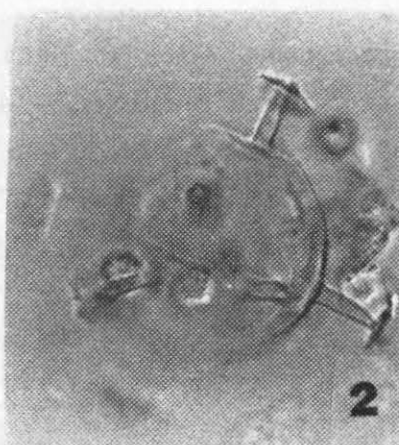
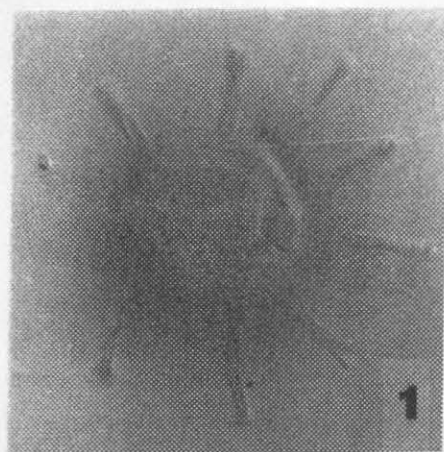
Maßstab: 1-9, 12: 30  $\mu\text{m}$

10, 11: 75  $\mu\text{m}$





Tafel 3





## Tafel 4

1, 2, 3: *Impagidinium aquaeductum* (Präparat 603-18-1)

4, 5, 6: *Nematosphaeropsis labyrinthea* (Präparat 603-14-2)

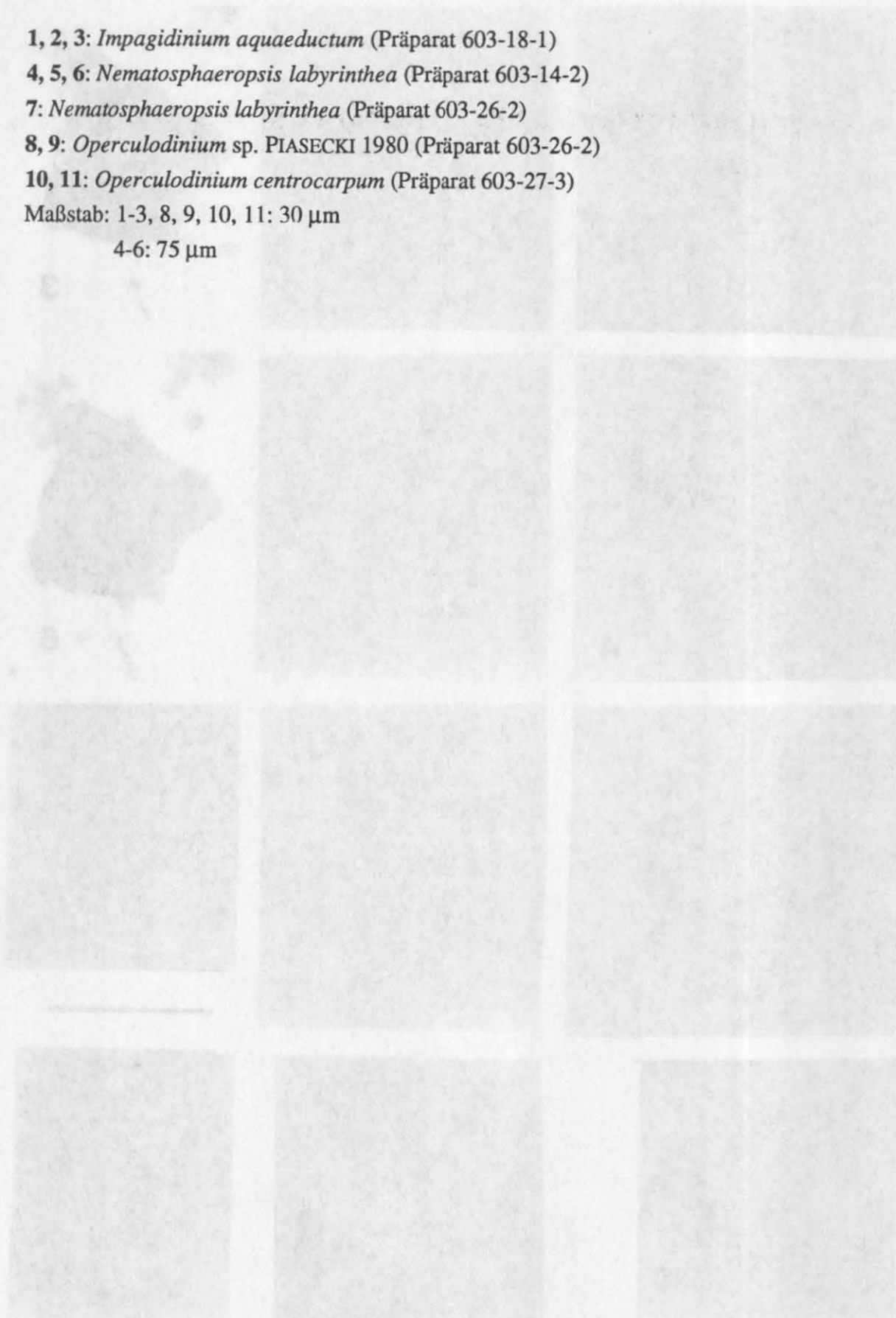
7: *Nematosphaeropsis labyrinthea* (Präparat 603-26-2)

8, 9: *Operculodinium* sp. PIASECKI 1980 (Präparat 603-26-2)

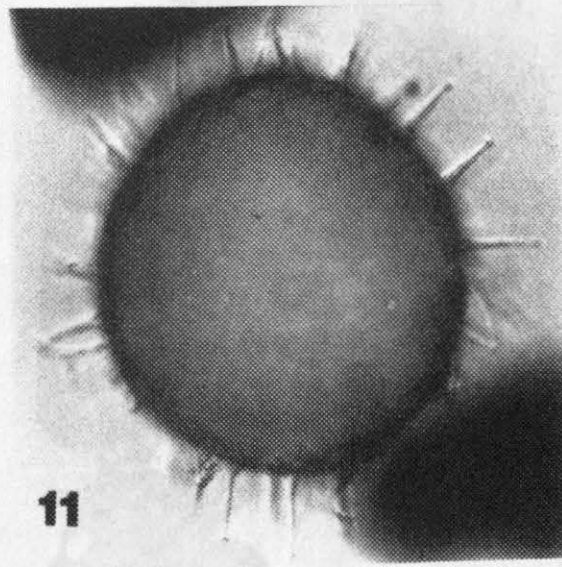
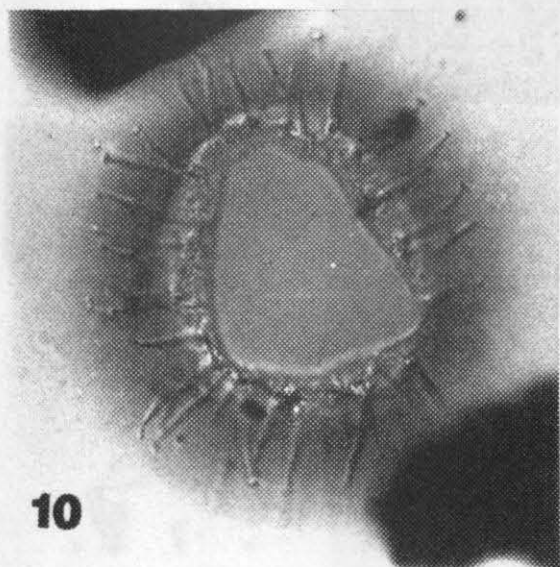
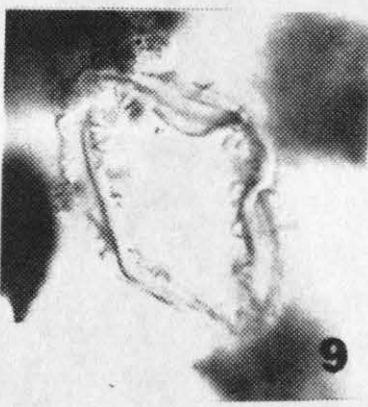
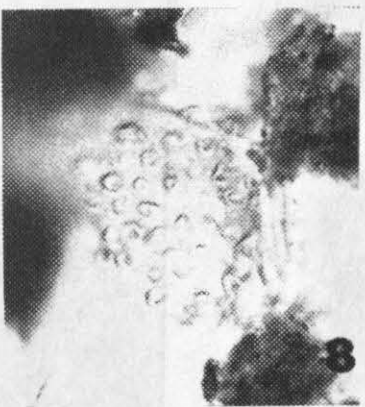
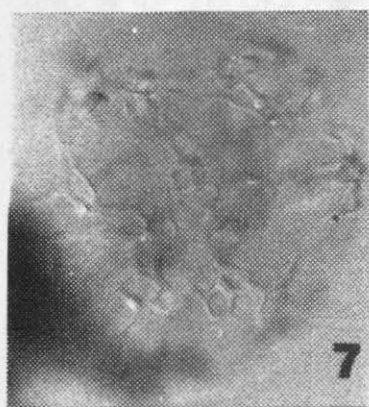
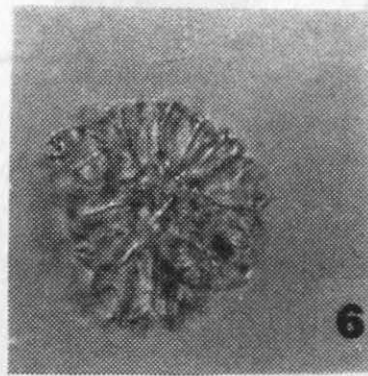
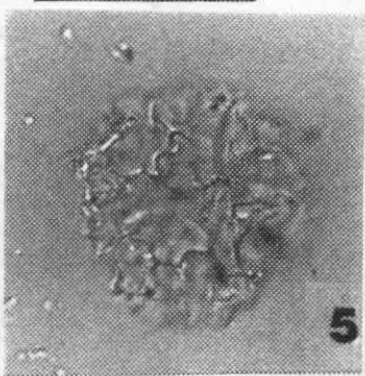
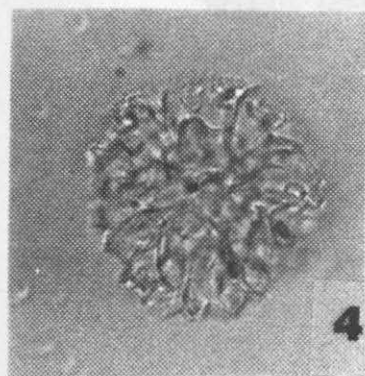
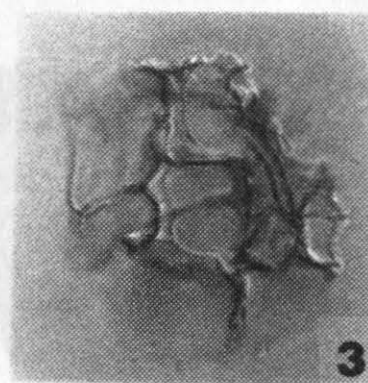
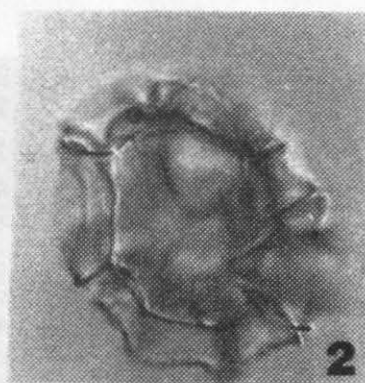
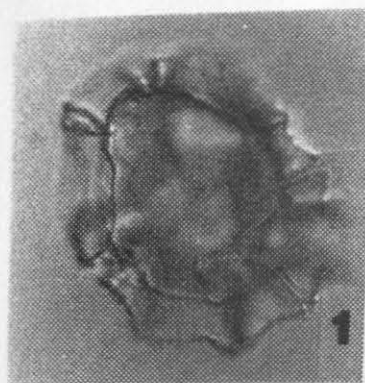
10, 11: *Operculodinium centrocarpum* (Präparat 603-27-3)

Maßstab: 1-3, 8, 9, 10, 11: 30 µm

4-6: 75 µm



Tafel 4



## Tafel 5

1, 2: *Cicatricosisporites* sp. (Präparat 603-32-1)

3, 4: *Concavisporites* sp. (Präparat 603-27cc)

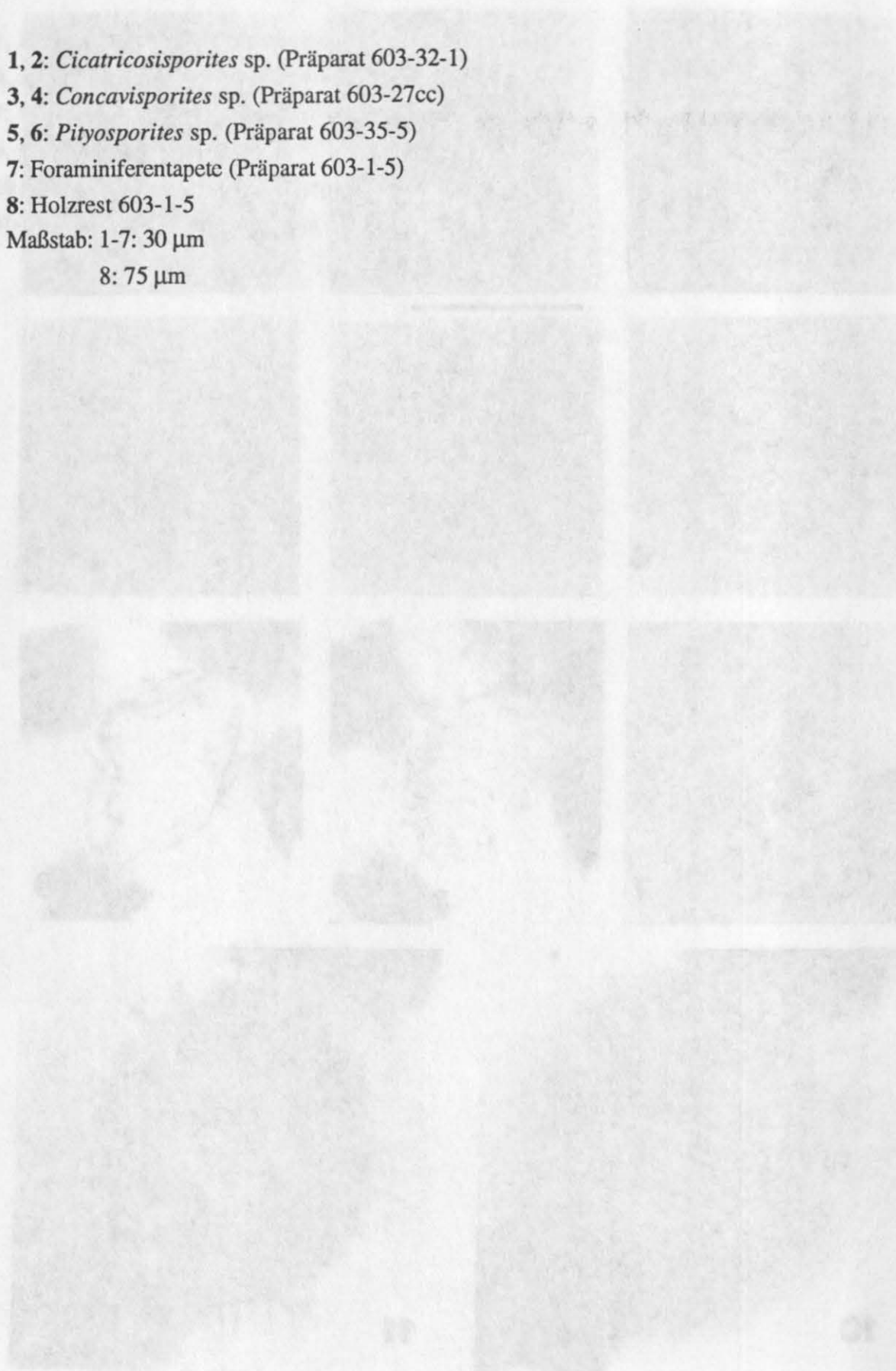
5, 6: *Pityosporites* sp. (Präparat 603-35-5)

7: Foraminiferentapete (Präparat 603-1-5)

8: Holzrest 603-1-5

Maßstab: 1-7: 30  $\mu\text{m}$

8: 75  $\mu\text{m}$

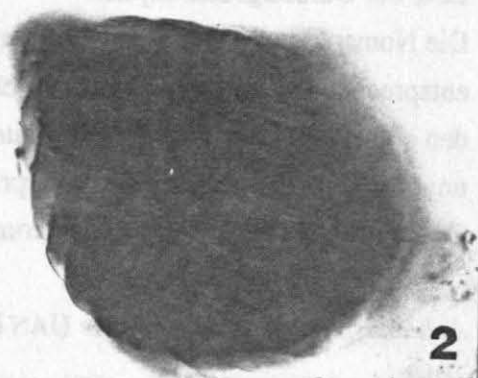




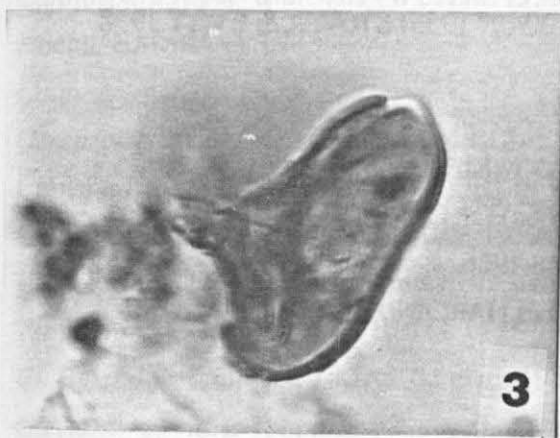
Tafel 5



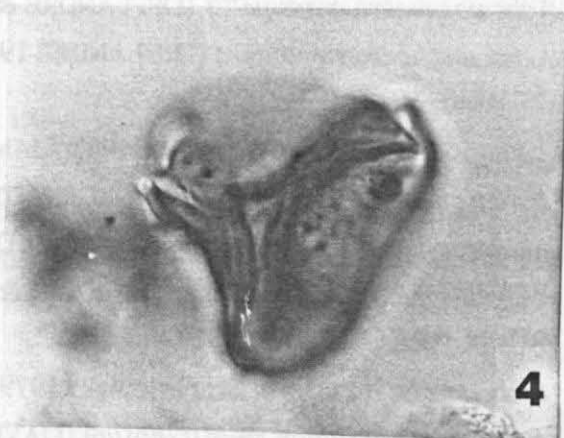
1



2



3



4



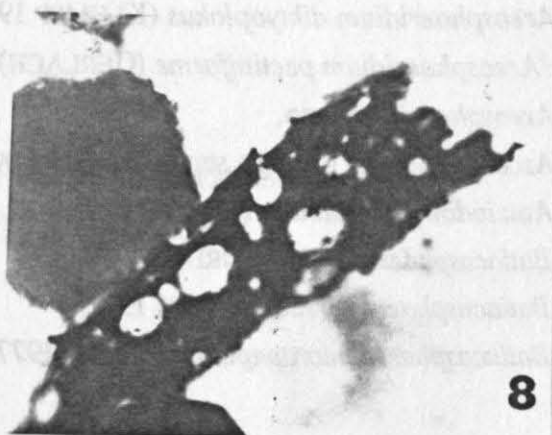
5



6



7



8

## 9. Anhang:

## Anhang I: Liste der Palynomorphenarten

## Liste der Dinoflagellatenzysten

Die Nomenklatur der fossilen Dinoflagellatenzysten folgt LENTIN & WILLIAMS (1989). Die entsprechende Literatur ist dort aufgeführt. Die Bestimmung der Arten wurde nach der, unter den einzelnen Arten angegebenen Literatur durchgeführt. Alle Zysten, die aufgrund ihrer ungünstigen Orientierung im Dauerpräparat oder der schlechten Erhaltung nur bis zur Gattungsebene bestimmt werden konnten, wurden unter spp. zusammengefaßt.

*Achomosphaera andalousiense* (JAN DU CHÉNE 1977) emend. JAN DU CHÉNE & LONDEIX 1988

*Achomosphaera crassipellis* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) STOVER & EVITT 1978

*Achomosphaera ramulifera* (DEFLANDRE 1937)

*Achomosphaera* spp.

*Adnatosphaeridium multispinosum* WILLIAMS & DOWNIE 1966

*Adnatosphaeridium robustum* (MORGENROTH 1966a) DE CONINCK 1975

*Adnatosphaeridium vittatum* WILLIAMS & DOWNIE 1966

?*Algidasphaeridium minutum* (HARLAND & REID in HARLAND et al. 1980) MATSUOKA & BUJAK 1988

*Amiculosphaera umbracula* HARLAND 1979

*Amphorosphaeridium multispinosum* (DAVEY & WILLIAMS 1966b) SARJEANT 1981 =

*Cordosphaeridium multispinosum* (DAVEY & WILLIAMS 1966b)

*Apectodinium parvum* (ALBERTI) LENTIN & WILLIAMS 1977 emend. HARLAND 1979c

*Apteodinium australiense* (DEFLANDRE & COOKSON) WILLIAMS 1978

*Apteodinium tectatum* PIASECKI 1980

*Araneosphaera araneosa* EATON 1976

*Areoligera* sp. 1 MANUM et al. 1989

*Areoligera* spp.

*Areosphaeridium arcuatum* EATON 1971

*Areosphaeridium fenestratum* BUJAK 1976

*Areosphaeridium diktyoplokus* (KLUMPP 1953) EATON 1971

?*Areosphaeridium pectiniforme* (GERLACH) STOVER & EVITT 1978 emend. SARJEANT 1984

*Areosphaeridium* spp.

*Ascostomocystis granosa* sensu MATSUOKA 1983

*Ataxiodinium choanum* REID 1974

*Batiacasphaera baculata* DRUGG 1970

*Batiacasphaera hirsuta* STOVER 1977

*Batiacasphaera micropapillata* STOVER 1977

- Batiacasphaera sphaerica* STOVER 1977  
*Batiacasphaera* sp. 1 MANUM et al. 1989  
*Batiacasphaera reticulata* DAVEY 1969b  
*Batiacasphaera* spp.  
*Bitectatodinium tepikiense* WILSON 1973  
*Bitectatodinium* spp.  
*Brigantedinium* spp.  
*Caligodinium* spp.  
*Cannosphaeropsis* sp. 1 MANUM et al. 1989  
*Cannosphaeropsis* sp. 2 MANUM et al. 1989  
*Cannosphaeropsis* sp. A COSTA & DOWNIE 1979  
*Cannosphaeropsis utinensis* (WETZEL 1933b) emend. MAY 1980 emend. DUXBURY 1980  
emend. SARJEANT 1985  
*Cannosphaeropsis* spp.  
*Cerebrocysta bartonensis* BUJAK in BUJAK et al. 1980  
*Chiropteridium lobospinosum* (GOCHT in WEILER 1956) GOCHT 1960  
*Chiropteridium mespilatum* (MAIER 1959) LENTIN & WILLIAMS 1973  
*Cleistosphaeridium microcystum* (BUJAK in BUJAK et al. 1980) LENTIN & WILLIAMS 1981 =  
*Tenua microcysta* BUJAK in BUJAK et al. 1980  
*Cleistosphaeridium* sp. 1 MANUM et al. 1989  
*Cleistosphaeridium* spp.  
*Cordosphaeridium cantharellum* (BROSIOUS 1963) GOCHT 1969  
?*Cordosphaeridium cracenospinosum* DAVEY & WILLIAMS 1966b  
*Cordosphaeridium exilimurum* DAVEY & WILLIAMS 1966b  
*Cordosphaeridium fibrospinosum* DAVEY & WILLIAMS 1966b  
*Cordosphaeridium gracile* (EISENACK 1954) DAVEY & WILLIAMS 1966b  
*Cordosphaeridium inodes* (KLUMPP 1953) EISENACK 1963b emend. MORGENROTH 1968  
*Cordosphaeridium* spp.  
*Corrudinium incompositum* (DRUGG 1970b) STOVER & EVITT 1978  
*Corrudinium* spp.  
*Cribroperidinium giuseppei* (MORGENROTH 1966a) HELENES 1984  
*Cribroperidinium* spp.  
*Cyclonephelium* spp.  
*Cyclopsiella elliptica* DRUGG & LOEBLICH 1967  
*Dapsilidinium pastielsii* (DAVEY & WILLIAMS 1966b) BUJAK et al. 1980  
*Dapsilidinium pseudocolligerum* (STOVER 1977) BUJAK et al. 1980  
*Dapsilidinium simplex* (WHITE 1842) BUJAK et al. 1980  
*Dapsilidinium* spp.



- Deflandrea phosphoritica* EISENACK 1938b  
*Deflandrea* spp.  
Genus *Dinopterygium* (DEFLANDRE 1935) emend. STOVER & EVITT 1978  
*Dinopterygium cladooides* DEFLANDRE 1935  
*Diphyes colligerum* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) COOKSON 1965a emend. GOODMAN & WITMER 1985  
*Diphyes* sp. 1 MANUM et al. 1989  
*Diphyes* spp.  
*Distatodinium craterum* EATON 1976  
*Distatodinium paradoxum* (BROSIUS 1963) EATON 1976  
*Distatodinium virgatum* STOVER 1977  
*Eatonicysta ursulae* (MORGENROTH 1966a) STOVER & EVITT 1978  
*Eocladopyxis peniculata* MORGENROTH 1966a  
*Evittosphaerula* spp.  
*Fibrocysta axialis* (EISENACK 1965) STOVER & EVITT 1978  
*Fibrocysta fusiforma* EDWARDS 1984  
*Fibrocysta* spp.  
*Filisphaera filifera* BUJAK 1984  
*Gelatia* sp. 1 MANUM et al. 1989  
*Gelatia* spp.  
Gen. et spec. indet PIASECKI 1980  
*Glaphyrocysta exuberans* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) STOVER & EVITT 1978 emend. SARJEANT 1986 = *Cyclonephelium exuberans* DEFLANDRE & COOKSON 1955  
*Glaphyrocysta intricata* (EATON 1971) STOVER & EVITT 1978  
*Glaphyrocysta microfenestrata* (BUJAK 1976) STOVER & EVITT 1978 = *Cyclonephelium microfenestratum* BUJAK 1976  
*Glaphyrocysta semitecta* (BUJAK in BUJAK et al. 1980) LENTIN & WILLIAMS 1981 = *Cyclonephelium semitectum* BUJAK in BUJAK et al. 1980  
*Glaphyrocysta texta* (BUJAK 1976) STOVER & EVITT 1978 = *Cyclonephelium textum* BUJAK 1976  
? *Glaphyrocysta vicina* (EATON 1976) STOVER & EVITT 1978  
*Glaphyrocysta* spp.  
*Heteraulacacysta campanula* DRUGG & LOEBLICH 1967  
*Heteraulacacysta porosa* BUJAK in BUJAK et al. 1980  
*Heteraulacacysta verriculum* (PIASECKI 1980) LENTIN & WILLIAMS 1981 = *Dinopterygium verriculum* PIASECKI 1980  
*Heteraulacacysta* spp.  
*Homotryblium abbreviatum* EATON 1976

- Homotryblium caliculum* BUJAK in BUJAK et al. 1980  
*Homotryblium floripes* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) STOVER 1975  
*Homotryblium oceanicum* EATON 1976  
*Homotryblium pallidum* DAVEY & WILLIAMS 1966b  
*Homotryblium tenuispinosum* DAVEY & WILLIAMS 1966b  
*Homotryblium vallum* STOVER 1977  
*Homotryblium variabile* BUJAK in BUJAK et al. 1980  
*Homotryblium* spp.  
*Hystrichokolpoma cinctum* KLUMPP 1953  
*Hystrichokolpoma granulatum* EATON 1976  
*Hystrichokolpoma rigaudiae* DEFLANDRE & COOKSON 1955  
*Hystrichokolpoma unispina* WILLIAMS & DOWNIE 1966  
*Hystrichokolpoma* sp. EDWARDS 1984  
*Hystrichokolpoma* sp. 2 MANUM et al. 1989  
*Hystrichokolpoma* spp.  
*Hystrichosphaeridium latirictum* DAVEY & WILLIAMS 1966b  
*Hystrichosphaeridium tubiferum* (EHRENBERG 1838) DEFLANDRE 1937b emend. DAVEY & WILLIAMS 1966b  
*Hystrichosphaeridium* spp.  
*Hystrichosphaeropsis complanata* EISENACK 1965  
*Hystrichosphaeropsis obscura* HABIB 1972  
*Hystrichosphaeropsis rectangularis* BUJAK in BUJAK, DOWNIE et al. 1980  
*Hystrichosphaeropsis* spp.  
*Hystrichostrogylon* sp. EDWARDS 1984  
*Impagidinium aculeatum* (WALL 1967) LENTIN & WILLIAMS 1981  
*Impagidinium aquaeductum* (PIASECKI 1980) LENTIN & WILLIAMS 1985  
*Impagidinium japonicum* MATSUOKA 1983b  
*Impagidinium maculatum* (COOKSON & EISENACK 1961b) STOVER & EVITT 1978  
*?Impagidinium pallidum* BUJAK 1984  
*Impagidinium paradoxum* (WALL 1967) STOVER & EVITT 1978  
*Impagidinium patulum* (WALL 1967) STOVER & EVITT 1978  
*Impagidinium* sp. 1 MANUM et al. 1989  
*Impagidinium* sp. 2 MANUM et al. 1989  
*Impagidinium* sp. 3 MANUM et al. 1989  
*Impagidinium velorum* BUJAK 1984  
*Impagidinium* spp.  
*Impletosphaeridium cracens* EATON 1976  
*Invertocysta lacrymosa* EDWARDS 1984

- Invertocysta tabulata* EDWARDS 1984
- Invertocysta* spp.
- Kallosphaeridium biornatum* (STOVER 1977) emend. JAN DU CHÉNE et al. 1985a
- Kallosphaeridium capulatum* (STOVER 1977) emend. JAN DU CHÉNE et al. 1985a
- Kisselovia tenuivirgula* (WILLIAMS & DOWNIE 1966b) LENTIN & WILLIAMS 1976
- Kisselovia* spp.
- Labyrinthodinium truncatum* PIASECKI 1980
- Lejeunecysta beninensis* (BIFFI & GRIGNANI 1983)
- Lejeunecysta cinctoria* (BUJAK in BUJAK et al. 1980) LENTIN & WILLIAMS 1981
- Lejeunecysta fallax* (MORGENROTH 1966b) ARTZNER & DÖRHÖFER 1978, emend. BIFFI & GRIGNANI 1983
- Lejeunecysta globosa* BIFFI & GRIGNANI 1983
- Lejeunecysta granosa* BIFFI & GRIGNANI 1983
- Lejeunecysta hyalina* (GERLACH 1961) emend. KJELLSTRÖM 1972 ARTZNER & DÖRHÖFER 1978 emend. SARJEANT 1984b
- Lejeunecysta lata* BIFFI & GRIGNANI 1983
- Lejeunecysta pulchra* BIFFI & GRIGNANI 1983
- Lejeunecysta spatiosa* (MORGENROTH 1966b) WILSON & CLOWES 1981
- Lejeunecysta* spp.
- Lentinia serrata* BUJAK in BUJAK et al. 1980
- Lentinia* spp.
- Leptodinium* sp. III MANUM 1976
- Lingulodinium machaerophorum* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) WALL 1967
- Melitasphaeridium asterium* (EATON 1976) BUJAK et al. 1980
- Melitasphaeridium choanophorum* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) HARLAND & HILL 1979
- Nematosphaeropsis downiei* BROWN 1986
- Nematosphaeropsis labyrinthea* (OSTENFELD 1903) REID 1974
- Nematosphaeropsis lemniscata* BUJAK 1984
- Nematosphaeropsis* sp. 1 MANUM et al. 1989
- Nematosphaeropsis* spp.
- Odontochitina* spp.
- Operculodinium centrocarpum* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) WALL 1967
- Operculodinium crassum* HARLAND 1979
- Operculodinium divergens* (EISENACK 1954) STOVER & EVITT 1978 = *Cordosphaeridium divergens* (EISENACK 1954) EISENACK 1963b
- Operculodinium giganteum* WALL 1967
- Operculodinium israelianum* (ROSSIGNOL 1962) WALL 1967
- Operculodinium placitum* DRUGG & LOEBLICH 1967



- Operculodinium* sp. 1 MANUM et al. 1989  
*Operculodinium* sp. 2 MANUM et al. 1989  
*Operculodinium* sp. 3 MANUM et al. 1989  
*Operculodinium* sp. HARLAND 1979B  
*Operculodinium* sp. JAN DU CHÉNE 1977  
*Operculodinium* sp. PIASECKI 1980  
*Operculodinium wallii* MATSUOKA 1983b  
*Operculodinium* spp.  
*Palaeocystodinium golzowense* ALBERTI 1961  
*Palaeocystodinium* sp. A COSTA & DOWNIE 1979  
*Palaeocystodinium* spp.  
*Pentadinium laticinctum* (GERLACH 1961) emend. BENEDEK et al. 1982  
Bemerkung: Die Subspezies *P. laticinctum granulatum*, *P. laticinctum laticinctum* und *P. laticinctum imaginatum* wurden zusammengefasst.  
*Phthanoperidinium comatum* (MORGENROTH 1966b) EISENACK & KJELLSTRÖM 1971a  
*Phthanoperidinium echinatum* EATON 1976  
*Phthanoperidinium geminatum* BUJAK in BUJAK et al. 1980  
*Phthanoperidinium pseudoechinatum* BUJAK in BUJAK et al. 1980  
*Phthanoperidinium* spp.  
*Polysphaeridium congregatum* (STOVER 1977) BUJAK et al. 1980 = *Hemicystodinium congregatum* (STOVER 1977)  
*Polysphaeridium* sp. 41847 WILLIAMS 1975  
*Polysphaeridium subtile* (DAVEY & WILLIAMS 1966) emend. BUJAK et al. 1980  
*Polysphaeridium zoharyi* (ROSSIGNOL 1962) BUJAK et al. 1980  
*Pterodinium cingulatum* (WETZEL 1933) BELOW 1981  
*Pterodinium premnos* DUXBURY 1980  
*Pyxidiella* spp.  
*Pyxidopsis* sp. 1 MANUM et al. 1989  
*Pyxidopsis* sp. PIASECKI 1980  
*Reticulosphaera actinocoronata* (BENEDEK 1972) BUJAK & MATSUOKA 1986  
*Riculacysta perforata* STOVER 1977  
*Rottnestia borussica* (EISENACK 1954) COOKSON & EISENACK 1961b  
*Samlandia chlamydophora* EISENACK 1954  
*Samlandia* sp. 1 MANUM et al. 1989  
*Selenopemphix armata* BUJAK in BUJAK et al. 1980  
*Selenopemphix coronata* BUJAK in BUJAK et al. 1980  
*Selenopemphix nephroides* (BENEDEK 1972) emend. BUJAK in BUJAK et al. 1980 emend. BENEDEK & SARJEANT 1981

*Selenopemphix* sp. B POWELL 19

*Selenopemphix* spp.

*Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) WALL & DALE 1971

*Spiniferites bulloideus* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) SARJEANT 1970

*Spiniferites cornutus* (GERLACH 1961) SARJEANT 1970

*Spiniferites elongatus* REID 1974

*Spiniferites frigidus* HARLAND & REID in HARLAND et al. 1980

*Spiniferites hyperacanthus* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) COOKSON & EISENACK 1974

*Spiniferites membranaceus* (ROSSIGNOL 1964) SARJEANT 1970

*Spiniferites mirabilis* (ROSSIGNOL 1964) SARJEANT 1970

*Spiniferites monilis* (DAVEY & WILLIAMS 1966a) SARJEANT 1970 emend. EATON 1976

*Spiniferites perforatus* (DAVEY & WILLIAMS 1966a) SARJEANT 1970

*Spiniferites pseudofurcatus* (KLUMPP 1953) SARJEANT 1970, emend. SARJEANT 1981

*Spiniferites ramosus* Gruppe

Bemerkung: In der Gruppe *Spiniferites ramosus* wurden alle in den Präparaten vorkommenden Subspecies der Art *Spiniferites ramosus* (EHRENBERG 1838) LOEBLICH & LOEBLICH 1966 zusammengefaßt. Dies waren *Spiniferites ramosus ramosus*, *Spiniferites ramosus granomembranaceus*, *Spiniferites ramosus granosus*, *Spiniferites ramosus gracilis*. Auch *Spiniferites multibrevis* (DAVEY & WILLIAMS 1966a) BELOW 1982c, früher *S. ramosus multibrevis* wurde eingeschlossen.

*Spiniferites rubinus* (ROSSIGNOL 1964) SARJEANT 1970

*Spiniferites scabratus* (WALL 1967) SARJEANT 1970

*Spiniferites* sp. 1 MANUM et al. 1989

*Spiniferites* sp. 2 MANUM et al. 1989

*Spiniferites* spp.

*Sumatradinium* sp. C POWELL 1986

*Sumatradinium* sp. D POWELL 1986

*Systematophora placacantha* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) DAVEY et al. 1969 emend. MAY 1980

*Systematophora* sp. 1 MANUM et al. 1989

*Systematophora* spp.

*Tanyosphaeridium* spp.

*Tectatodinium pellitum* WALL 1967

*Tectatodinium psilatum* WALL & DALE in WALL et al. 1973

*Tectatodinium simplex* (HARLAND 1979) EDWARDS 1984

*Tectatodinium* sp. 1 MANUM et al. 1989

*Tectatodinium* sp. 2 MANUM et al. 1989

*Tectatodinium* sp. 4 MANUM et al. 1989

*Tectatodinium* spp.

*Thalassiphora delicata* (WILLIAMS & DOWNIE 1966c) emend. EATON 1976

*Thalassiphora fenestrata* LIENGJARERN et al. 1980

*Thalassiphora pansa* STOVER 1977

*Thalassiphora pelagica* (EISENACK 1954) EISENACK & GOCHT 1960 emend. BENEDEK & GOCHT 1981

*Thalassiphora* spp.

*Trinovantedinium capitatum* REID 1977

*Tuberculodinium vancampoe* (ROSSIGNOL 1962) WALL 1967

*Wetzeliiella astra* COSTA et al. 1978

*Wetzeliiella* spp.

#### Liste der Acritarchen

Die Bestimmung der Acritarchen erfolgte nach dem Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphaerideen und verwandter Mikrofossilien (EISENACK 1973)

*Cymatiosphaera* (WETZEL 1933) DEFLANDRE 1937

*Leiosphaera* EISENACK 1938

*Micrhystridium* (DEFLANDRE 1937) SARJEANT 1967

*Veryhachium*

#### Liste der Sporomorphae

Die Bestimmung der Sporomorphen erfolgte nach THOMSON & PFLUG 1953 und der "Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae", Teil 1-7 von R. POTONIÉ, (1956-70). Außerdem wurde die Arbeiten von KRUTZSCH (1957, 1959 u. 1962) zur Bestimmung herangezogen. Die terrestrischen Palynomorphen konnten aufgrund der schlechten Erhaltung der Exemplare oft nur bis zur Formgattung bestimmt werden.

*Leiotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP 1954

*Cicatricosisporites* POTONIÉ & GELLETICH 1932

*Concavisporites* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Concavisporites obtusangulus* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Divisisporites* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Laevigatisporites* (BENNIE & KIDSTON) IBRAHIM 1933

*Laevigatisporites neddeni* R. POTONIÉ 1931 sensu THOMSON & PFLUG 1953

*Laevigatisporites neddeni torus* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Laevigatisporites neddeni irregularis* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953



- Reticulatisporites* IBRAHIM 1933  
*Corrugatisporites* IBRAHIM 1933  
*Rugulatisporites* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953  
*Baculatisporites* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953  
*Tuberculatisporites* IBRAHIM 1933  
*Punctatisporites* (BENNIE & KIDSTON) IBRAHIM 1933  
*Cingulatisporites* THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Cingulatisporites levispeciosus* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953  
*Triplanosporites* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953  
*Triplanosporites sinuosus* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953  
*Triplanosporites tertarius* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953  
*Laevigatosporites* IBRAHIM 1933  
*Laevigatosporites haardti* R. POTONIE & VENITZ 1934  
*Verrucatosporites* sp. PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Verrucatosporites favus* (R. POTONIE 1931) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Cristatisporites* POTONIE & KREMP 1954  
*Granulatisporites* IBRAHIM 1933  
*Minerisporites* POTONIE 1956  
*Verrucatosporites* sp. PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Monocolpopollenites* sp. PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Monocolpopollenites ingens* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953  
*Monocolpopollenites spectatus* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953  
*Monocolpopollenites observatus* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953  
*Monocolpopollenites tranquillus* (R. POTONIE) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Monocolpopollenites serratus* (R. POTONIE & VENITZ 1934) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Inaperturopollenites* PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Inaperturopollenites dubius* (R. POTONIE & VENITZ) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Inaperturopollenites hiatus* (R. POTONIE) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Inaperturopollenites polyformosus* (THIERGART) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Zonalapollenites viridifluminipites* (WODEHOUSE 1933) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953  
*Pityosporites* spp.

Bemerkung: Die bisaccaten Pollen gehören alle den drei Formspecies *Pityosporites labdacus* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953, *Pityosporites alatus* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953 und *Pityosporites microalatus* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953 an und wurden als *Pityosporites* spp. zusammengefaßt. *Pityosporites absolutus* (THIERGART) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953 kam in den Proben nicht vor.

*Extratriporopollenites* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Triatriopollenites* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Triporopollenites* PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953

*Triporopollenites undulatus* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Triporopollenites coryloides* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Trivestibulopollenites* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Intratriporopollenites* PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953

*Polyvestibulopollenites* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Polyporopollenites* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Porocolpopollenites* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Tricolpopollenites microhenrici* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953

*Tricolporopollenites* PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953

*Tricolporopollenites wallensis* PFLUG 1953 in THOMSON & PFLUG 1953

*Tetracolporopollenites* PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953

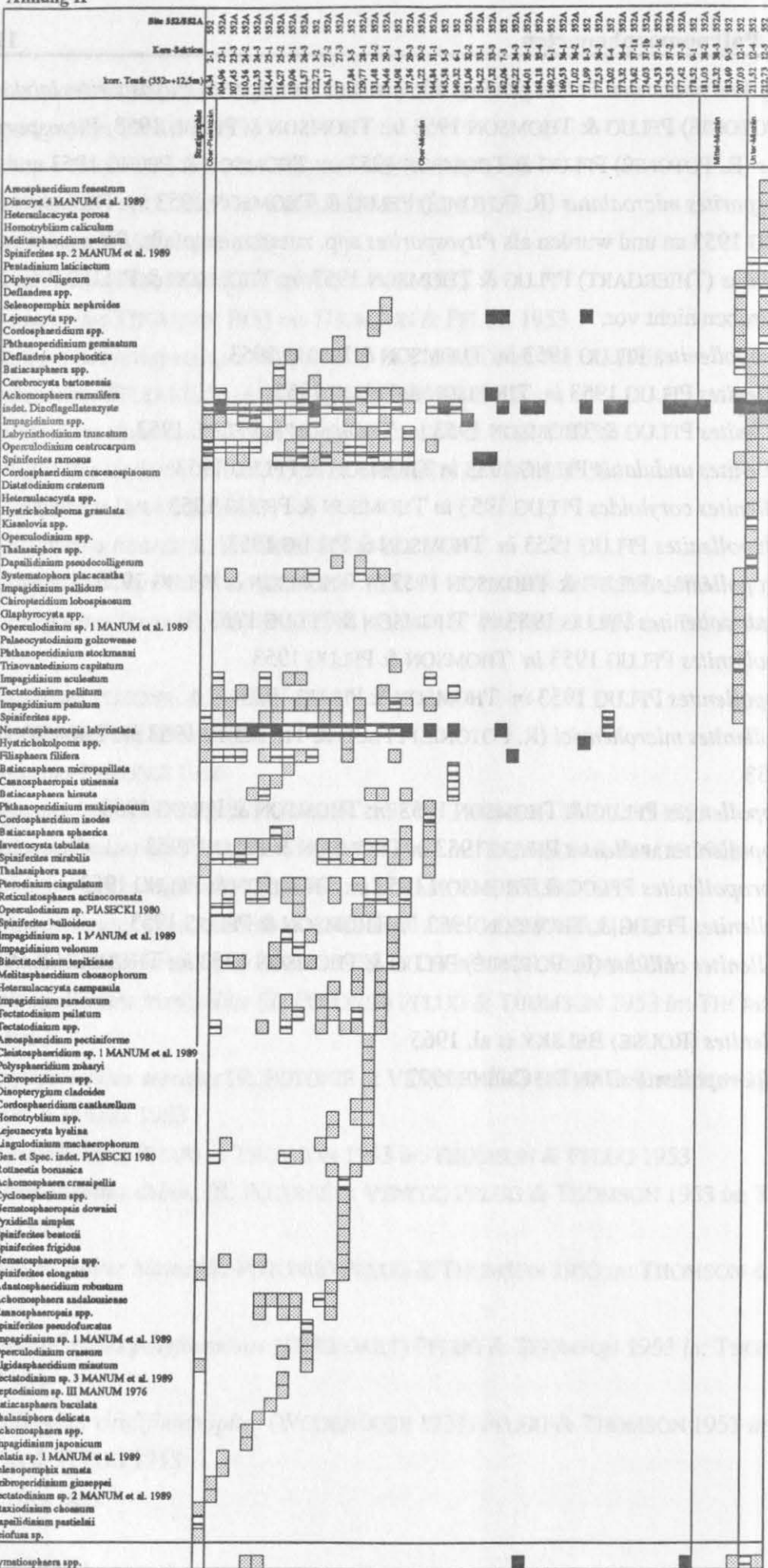
*Tetradopollenites* PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953

*Tetradopollenites callidus* (R. POTONIÉ) PFLUG & THOMSON 1953 in: THOMSON & PFLUG 1953

*Aquilapollenites* (ROUSE) BELSKY et al. 1965

*Bacutricolporopollenites* JAN DU CHÉNE 1977

# Anhang II





# Anhang III

Stratigraphie	Kern-Sektion	Site SS2/SS2A
	Kor. Tiefe (SS2=12,5m)	
O-Pleistozän	64,34 2-1	SS2
	104,96 23-1	SS2A
	107,45 23-3	SS2A
	110,56 24-2	SS2A
	112,35 24-3	SS2A
	114,44 25-1	SS2A
	116,27 25-2	SS2A
	119,06 26-1	SS2A
	121,57 26-3	SS2A
	122,72 3-2	SS2
	126,17 27-2	SS2A
	127,00 27-3	SS2A
	127,84 3-5	SS2
	129,77 28-1	SS2A
	131,48 28-2	SS2A
	134,46 29-1	SS2A
	134,98 4-4	SS2
Ober-Miozän	137,56 29-3	SS2A
	141,22 30-2	SS2A
	144,84 31-1	SS2A
	145,58 5-5	SS2
	149,32 6-1	SS2
	151,06 32-2	SS2A
	154,22 33-1	SS2A
	157,32 33-3	SS2A
	162,06 7-3	SS2
	162,22 34-3	SS2A
	164,01 35-1	SS2A
	168,18 35-4	SS2A
	169,22 8-1	SS2
	169,53 36-1	SS2A
	171,02 36-2	SS2A
	171,99 8-3	SS2
	172,53 36-3	SS2A
	173,02 8-4	SS2
	173,32 36-4	SS2A
	173,62 37-1a	SS2A
	174,03 37-1b	SS2A
	174,53 37-1c	SS2A
	175,53 37-2	SS2A
	177,42 37-3	SS2A
	178,52 9-1	SS2
Mittel-Miozän	181,03 38-2	SS2A
	182,32 38-3	SS2A
	183,69 9-5	SS2
Unter-Miozän	207,03 12-1	SS2
	211,52 12-4	SS2
	212,73 12-5	SS2

*Pyroporites* spp.  
*Baculiporites* sp.  
 Aufgehobene trilete Spore  
*Triadipollenites myricoides*  
 Pollen Inakt.  
*Aquilapollenites* sp.  
*Triporopollenites coryloides*  
*Laticolletes* sp.  
*Monocolpoidenites unguiculus*  
*Utrixiporopollenites* sp.  
*Tricolpoidenites intercalat*  
*Trivesitropollenites beutolides*  
*Laevigatipollenites* sp.  
*Inaperturapollenites* sp.  
*Tricolpoidenites* sp.  
*Polyporopollenites carpinoides*  
*Punctatipollenites* sp.  
*Tuberatipollenites* sp.  
*Tricolpoidenites* sp.  
*Reticulitipollenites* sp.

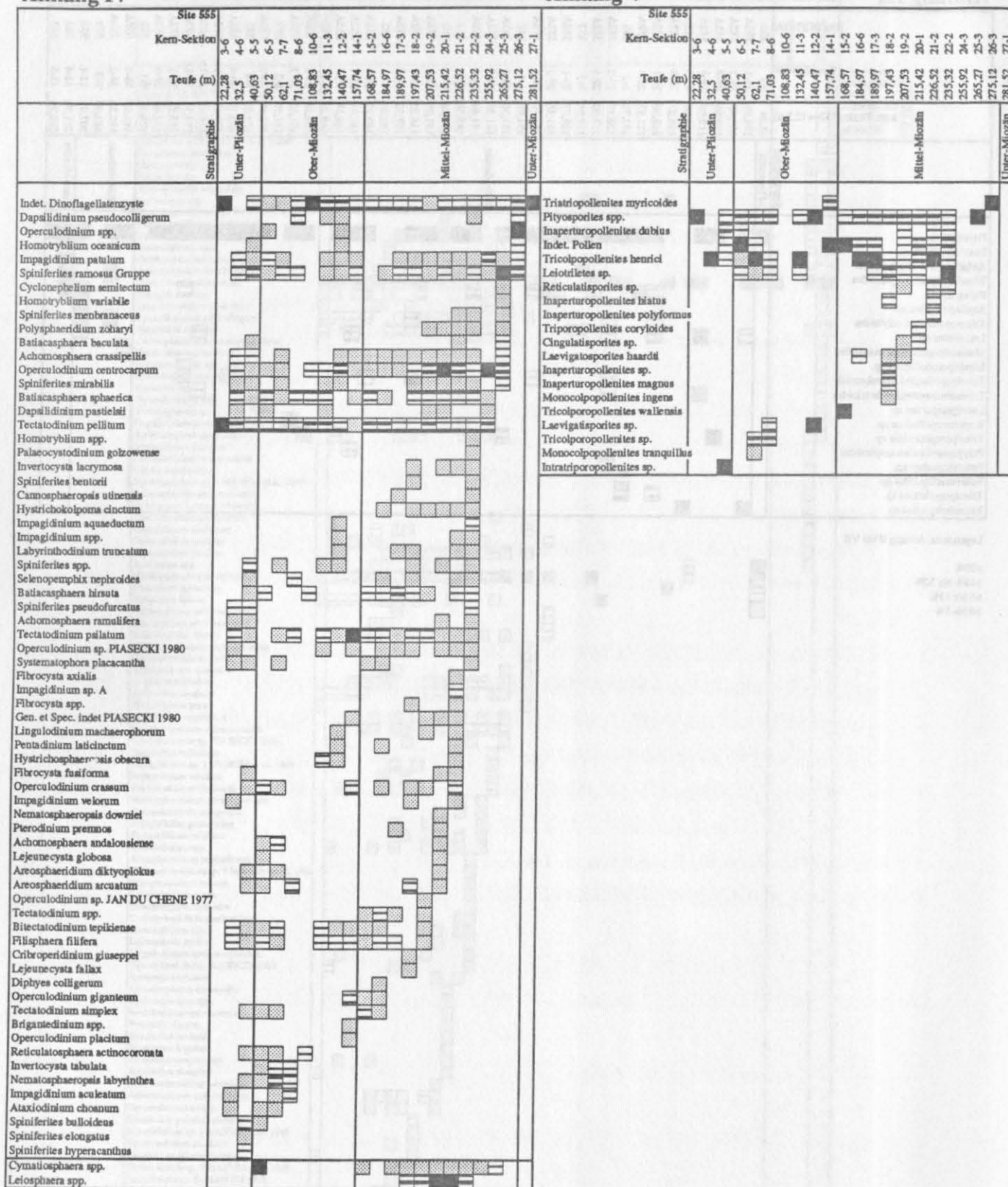
Legende zu Anhang II bis VII

>30%  
 >15% bis 30%  
 >5 bis 15%  
 >0 bis 5%



# Anhang IV

# Anhang V



Legende zu Anhang II bis VII

>30%  
>15% bis 30%  
>5 bis 15%  
>0 bis 5%



